



Tomographie en vitesse et en atténuation de la zone de subduction au Chili central - ouest de l'Argentine (29°S-34°S) à partir de données sismologiques locales: apport à l'étude de la composition minéralogique.

Perrine Deshayes

► **To cite this version:**

Perrine Deshayes. Tomographie en vitesse et en atténuation de la zone de subduction au Chili central - ouest de l'Argentine (29°S-34°S) à partir de données sismologiques locales: apport à l'étude de la composition minéralogique.. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Nice Sophia Antipolis, 2008. Français. NNT: . tel-00360063

HAL Id: tel-00360063

<https://theses.hal.science/tel-00360063>

Submitted on 10 Feb 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR SCIENCES
École doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences
de l'Université de Nice-Sophia Antipolis
Spécialité : Sismologie

présentée et soutenue par

Perrine DESHAYES

**Tomographie en vitesse et en atténuation de la zone de
subduction au Chili central - ouest de l'Argentine
(29°S-34°S) à partir de données sismologiques locales :
apport à l'étude de la composition minéralogique.**

Thèse dirigée par **Nicole BETHOUX**, et **Tony MONFRET**
soutenue le 6 Novembre 2008

JURY :

Jean VIRIEUX	Professeur	Rapporteur
Joseph MARTINOD	Professeur	Rapporteur
Jean-Marc LARDEAUX	Professeur	Examineur
Mario PARDO	Professeur	Examineur
Aldo ZOLLO	Professeur	Examineur
Nicole BETHOUX	Maitre de conférence (HDR)	Directrice de thèse
Tony MONFRET	Chargé de recherche	Co-directeur de thèse

UNIVERSITÉ DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR SCIENCES
École doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences
de l'Université de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Sismologie

présentée et soutenue par

Perrine DESHAYES

**Tomographie en vitesse et en atténuation de la zone de
subduction au Chili central - ouest de l'Argentine
(29°S-34°S) à partir de données sismologiques locales :
apport à l'étude de la composition minéralogique.**

Thèse dirigée par **Nicole BETHOUX**, et **Tony MONFRET**
soutenue le 6 Novembre 2008

JURY :

Jean VIRIEUX	Professeur	Rapporteur
Joseph MARTINOD	Professeur	Rapporteur
Jean-Marc LARDEAUX	Professeur	Examineur
Mario PARDO	Professeur	Examineur
Aldo ZOLLO	Professeur	Examineur
Nicole BETHOUX	Maitre de conférence (HDR)	Directrice de thèse
Tony MONFRET	Chargé de recherche	Co-directeur de thèse

*À mes parents, pour m'avoir fait le beau cadeau de pouvoir faire ces études sans avoir à
me soucier du lendemain, à ma nyny et mon chtoubou, je vous aime tous les quatre de
tout mon coeur...*

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mon jury, pour ses conseils et ses questions pertinentes.

Un grand merci à Tony Monfret et Nicole Bethoux pour m'avoir encadrée pendant ces 3 ans, et surtout pour m'avoir laissée "vivre ma thèse" comme j'en avais envie tout en me recadrant de temps en temps quand je m'égarais. Je remercie Jean Virieux pour tous ses précieux conseils.

Je remercie également les informaticiens Caroline Ramel et Lionel Maurino, sans qui mon PC serait sûrement passé par la fenêtre bon nombre de fois. Merci à toutes les secrétaires pour avoir dénoué mes déboires administratifs.

La thèse a été pour moi avant tout une aventure humaine et bon nombre de personnes que j'ai rencontrées pendant ces quatre ans comptent beaucoup pour moi et leur soutien m'a été très précieux. Je remercie Thomas Lebourg pour qui la barrière chercheur-étudiant n'est pas infranchissable. Je tiens à remercier Dimitri (et sa guitare), Guss (je range mes pieds désormais), Marion, Cathy, Jess, Max, Maurin, Rozenn. Merci à Sam, Mika, Kevin et Pierre pour m'avoir supportée dans leur bureau et pour toutes les crises de fous rires qu'on entendait paraît-il dans tout l'étage; pour leurs histoires fantasmagoriques, pour avoir enrichi mon vocabulaire, pour les 5 min zouk avant manger... Merci à Damien, Vé et Tom, les exilés du sous-sol, Vé grâce à qui j'ai désormais un duvet supportant les températures extrêmes, Tom pour m'avoir tirée de tout un tas de mauvais pas et pour avoir été mon juke-box perso, pour nos pauses à rallonge quand je n'arrivais plus à rédiger une ligne. Merci à vous tous pour votre soutien, pour toutes ces pauses, pour avoir supporté les journées bisounours, mes paupolinades, pour être géniaux tout simplement.

Bon courage à mes nouveaux voisins et voisines de bureau, Caro, Michel et Laëtitia, et aux petits stagiaires Dorian, Jérémie, Swann et Bastien.

Merci à toute l'Aube Ecarlate, pour nos soirées de raid, nos magnifiques downs IG mais aussi pour leur soutien IRL.

Je tiens à remercier Isa, pour nos cours de dessins de danse orientale, nos soirées cinéma, pour son amitié, je vous souhaite à Patrick et toi un beau bébé.

Je souhaite remercier du fond du coeur mes boulettes, Aurore, Sandrine et Tiffanie et Matthias mes collègues mais surtout amis de DEA, pour nos soirées Rhum, nos escapades à la Réunion, aux Iles Eoliennes ou juste à Orsay, ainsi que toute l'équipe de Catastrophe et cie, Sandrine et Aurélie, avec qui un simple voyage en train se transforme en une grande aventure.

Enfin je ne pourrais jamais assez remercier mes parents, mon frère et ma soeur, pour avoir cru en moi.

Table des matières

I	Introduction	9
1	Contexte Géodynamique de la Zone d'étude (29°S-34°S)	11
1.1	Origine du continent Sud Américain et ensembles morpho structuraux de la zone d'étude.	13
1.2	Volcanisme de la zone d'étude	14
1.3	La Ride de Juan Fernandez	18
1.4	Données gravimétriques	19
1.5	Flux de Chaleurs	22
1.6	Hypothèses quant à l'origine de la subduction plate	22
1.7	Les grands Séismes de la zone d'étude	23
2	La sismicité à partir de données enregistrées localement	27
2.1	Campagne OVA99	27
2.2	Campagne CHARAME	28
2.3	Campagne CHARGE	29
2.4	L'ensemble des données	30
2.5	Sismicité	32
II	Vitesse des ondes sismiques	41
3	La tomographie des écarts de temps d'arrivées	43
3.1	Recherche du modèle initial	44
3.1.1	Utilisation des Chaines de Markov	45
3.1.2	Tirs de mine	45
3.1.3	Programme Velest	45
3.2	Sélection et jeu de données utilisés	47
3.3	Principe de la tomographie en vitesse (ex :TLR3)	47
3.3.1	Paramètres de l'inversion	51
3.3.1.1	Nombre d'itérations	51
3.3.1.2	Paramètre de damping	52
3.3.1.3	Domaine de variation des paramètres de l'inversion	52
3.3.1.4	Pondération entre les ondes P et S	53
3.3.2	Tests de l'inversion	53
3.3.2.1	"Checkerboard Test"	53
3.3.2.2	"Spike Test"	55

3.3.2.3	La Résolution	56
3.4	Résultats	58
3.4.1	Relocalisation des évènements	58
3.4.2	Interprétation	58
3.4.2.1	Campagne OVA99-CHARSME	58
3.4.2.2	Campagne CHARGE	69
3.4.2.3	Mélange des données et pondération des campagnes	74
4	Proposition d'un modèle minéralogique à partir de la tomographie en vitesse	81
4.1	Abstract	86
4.2	Introduction	86
4.3	Data	89
4.4	Velocity Tomographic inversion	90
4.4.1	Method	90
4.4.2	Results	91
4.4.2.1	Velocity models	91
4.4.2.2	Hypocenter locations	96
4.5	Numerical thermal models of the flat segment	97
4.5.1	General boundary conditions	97
4.5.2	Model-1	97
4.5.3	Model-2	99
4.5.4	Model-3	99
4.6	Mineralogical interpretation	101
4.7	Conclusions	106
III	Atténuation des ondes sismiques	109
5	Modélisation du spectre d'amplitude	111
5.1	Théorie et signal utilisé	112
5.2	Influence des paramètres f_c , Ω_{ij} , et t^* sur l'amplitude spectrale du déplacement	114
5.3	Détermination de t^*	116
5.3.1	Application aux données réelles	117
5.3.1.1	Choix de la taille de la fenêtre du signal utilisé	117
5.3.1.2	Gamme de fréquence choisie pour la modélisation	120
5.3.2	Discussion de la dépendance en fréquence de Q	120
5.3.3	Jeu de données des paramètres d'atténuation t^*	121
6	La tomographie en atténuation	125
6.1	Adaptation de TLR3 au cas de l'atténuation	126
6.1.1	Influence des erreurs du modèle de vitesse sur les résultats de la tomographie en atténuation	127
6.1.2	Problème de dépendance au modèle initial d'atténuation	128

6.1.3	Détermination de la valeur moyenne de l'atténuation dans un demi espace homogène	130
6.1.4	Tests de l'inversion en atténuation	131
6.1.5	Résultats de la tomographie en atténuation avec comme modèle initial un demi espace homogène	131
6.2	Détermination d'un modèle initial d'atténuation	139
6.2.1	Détermination d'un modèle d'atténuation en couches par la méthode de Métropolis-Hastings	139
6.2.2	Tests synthétiques	140
6.2.3	Application aux données réelles	141
6.3	Résultats de la Tomographie en atténuation.	142
6.4	Conclusion	145
A	Dépendance au modèle initial de la tomographie	185
B	Tests des anomalies en atténuation.	189

Introduction générale

Du latin *sub* et *ducere*, "tirer par en dessous", la notion de subduction fut proposée pour la première fois par Amstutz [1951], pour des structures alpines où des unités orientales plongent sous d'autres plus occidentales. La découverte des premières zones de subduction, comme on les définit actuellement, revient à Wadati en 1933 (Wadati [1933]) et Benioff en 1955 (Benioff [1955]), qui avaient remarqué que les séismes profonds situés sous les fosses se localisaient suivant des plans inclinés. Oliver and Isacks [1967] interprétèrent ces plans comme la trace de la lithosphère océanique retournant dans le manteau. Ces lieux de disparition de la lithosphère océanique (on dira plus tard « zones de subduction ») étaient nécessaire dans la logique de l'expansion des fonds océaniques, si on ne voulait pas supposer l'expansion de la Terre.

La subduction est le processus d'enfoncement d'une plaque océanique ou continentale (appelée plan de Wadati-Benioff ou slab) sous une autre plaque de densité plus faible, donc plus légère. Elle est un des phénomènes tectoniques majeurs et qui peut engendrer des catastrophes naturelles de grande ampleur (volcanisme, tremblements de terre), ainsi que les reliefs les plus spectaculaires, jusqu'à 15km de dénivelé entre la fosse et les plus hauts sommets.

Le but de cette thèse était d'utiliser des données sismologiques issues de deux campagnes de terrain, effectuées en 1999 et en 2002 par la laboratoire Géosciences Azur en collaboration avec l'Université de Chili, pour étudier la zone de subduction au Chili central - ouest de l'Argentine (29°S-34°S).

La région du Chili central-ouest de l'Argentine se caractérise par une transition entre une zone de subduction plate au nord, de 29°S à 32°S, et une zone de subduction pentue au sud au delà de 33°S. Les causes de l'horizontalité vers 100 km de profondeur de la plaque océanique plongeante sont encore assez méconnues ; la présence d'une aspérité, l'âge de la plaque océanique, sont évoquées mais sans aucune certitude quand à leur rôle dans ce changement de géométrie. L'absence d'édifices volcaniques actifs paraît être une conséquence de la géométrie plate. Il semble que la composition et l'état thermique du manteau sous cette région soit en cause. Ce sont la plaque océanique et la lithosphère continentale auxquelles nous nous sommes intéressés dans cette thèse, et que nous avons étudiées en utilisant les sismogrammes des séismes locaux enregistrés lors des différentes campagnes mises en place dans cette région.

Les résultats de cette étude sont répartis en trois grandes parties :

- Dans une partie d'introduction, un premier chapitre décrira en détail le contexte géodynamique de la zone d'étude, son histoire géologique, les grandes structures qui la composent, et ce qui rend cette région si différente des autres zones de subduction. Dans un second chapitre, nous présenterons les différentes campagnes sismologiques dont sont issues les données que nous avons utilisées pendant cette thèse, ainsi que le traitement et la sélection de ces données.

- La seconde partie de ce manuscrit sera consacrée à l'étude de la vitesse des ondes P et S dans notre région d'étude, par le biais de modèles de vitesse 3D. Ces modèles de vitesse ont été obtenus grâce à une tomographie des écarts de temps d'arrivée, dont le principe et les résultats sont présentés dans le chapitre 3. Dans le chapitre 4, qui a fait l'objet d'un article soumis à la revue *Earth and Planetary Science Letters*, est proposé un modèle minéralogique de la région de la subduction plate, obtenu à partir des modèles de vitesse et de modèles thermiques.

- Enfin, dans la dernière partie de ce manuscrit, est abordé l'atténuation des ondes sismiques, calculée à partir de la modélisation du spectre d'amplitude. Le chapitre 5 présente la méthode choisie pour déterminer le paramètre d'atténuation t^* . Dans le chapitre 6 sont explicités le fonctionnement et les changements apportés au programme de tomographie en vitesse, au cas de l'atténuation ainsi que la détermination d'un modèle initial d'atténuation en couches, plus proche du milieu réel. Dans ce chapitre, seront également présentés les résultats de cette tomographie en atténuation et leur relation probable avec la température et la présence d'eau.

Première partie

Introduction

Chapitre 1

Contexte Géodynamique de la Zone d'étude (29°S-34°S)

Dans cette étude, la région qui nous intéresse est située en Amérique du sud, au Chili central-ouest de l'Argentine entre les latitudes 29°S et 34°S (Figure 1.1). Identifiés par Barazangi and Isacks [1976] grâce à la distribution de la sismicité dans cette région, le segment entre 28°S et 34°S a été l'une des premières régions qualifiées de subduction plate. Cette segmentation a ensuite été confirmée par Jordan et al. [1983], Cahill and Isacks [1992] et Engdahl et al. [1998] grâce à une localisation plus précise de la sismicité (Figure 1.2). D'abord attribué à la subduction de la ride de Juan Fernandez (Pilger [1981], Cahill and Isacks [1992], Ramos et al. [2002]), le segment plat s'exprime clairement par un changement de la géochimie du volcanisme Néogène, un gap d'édifices volcaniques Quaternaires, et la fermeture de la Vallée Centrale chilienne, depuis 9-10 Ma (Jordan et al. [1983], Barazangi and Isacks [1976] et références internes).

La plaque Nazca subducte sous la plaque sud américaine à une vitesse de convergence comprise entre 6.4 cm/an (Angermann et al. [1999]), déterminée à partir de données GPS, et 8 cm/an (Demets et al. [1990]) à partir du modèle NUVEL-1A, suivant l'azimut N77°E (Demets et al. [1994]). Dans la zone 29°S-34°S correspondant au Chili central et à l'ouest de l'Argentine, le segment plongeant est jeune, environ 40 Ma (Müller et al. [1997]).

Dans ce chapitre nous décrirons, les différentes hypothèses quand à l'origine de la croûte continentale de la zone d'étude de façon à pouvoir, par la suite, comparer nos résultats de tomographie à ce que nous connaissons de la lithosphère continentale dans la région (29°S-34°S). Nous aborderons également l'histoire du volcanisme, sa mise en place, la migration de l'arc jusqu'à sa disparition il y a quelques millions d'années ainsi que l'histoire de la ride de Juan Fernandez qui semble jouer un rôle dans la géodynamique de la région et sa relation avec l'horizontalité de la plaque subduite. Enfin, d'autres données géophysiques connues dans notre zone d'étude, telles que le flux de chaleur ou des données gravimétriques, seront présentées dans la suite de ce travail.

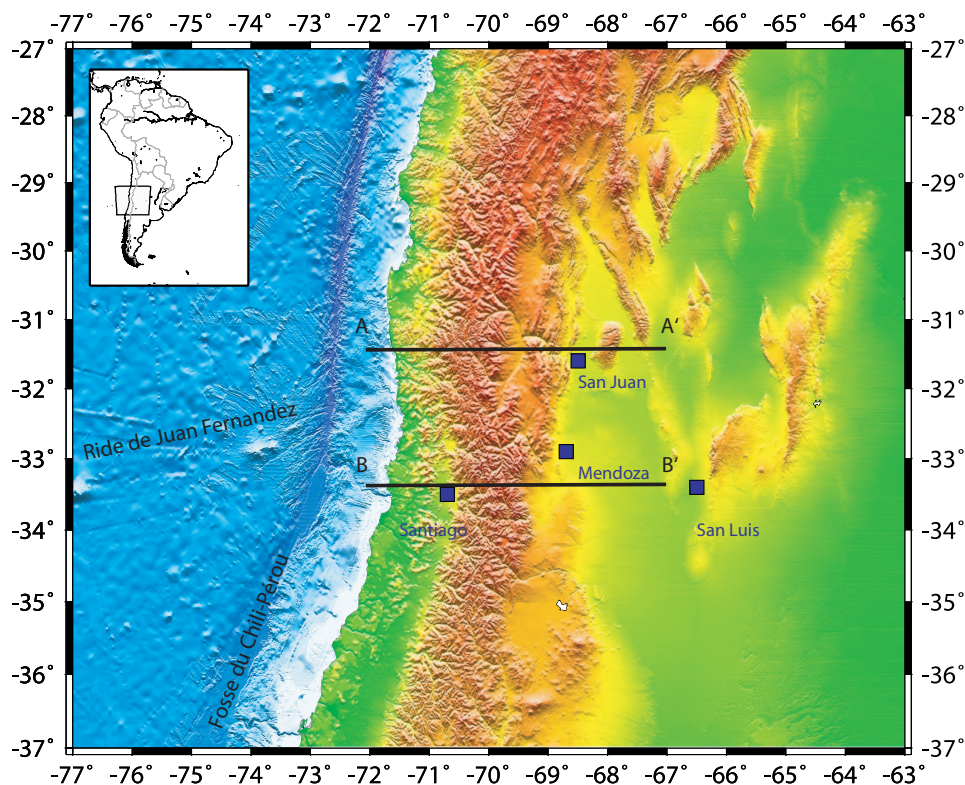


FIG. 1.1: Localisation de la zone d'étude.

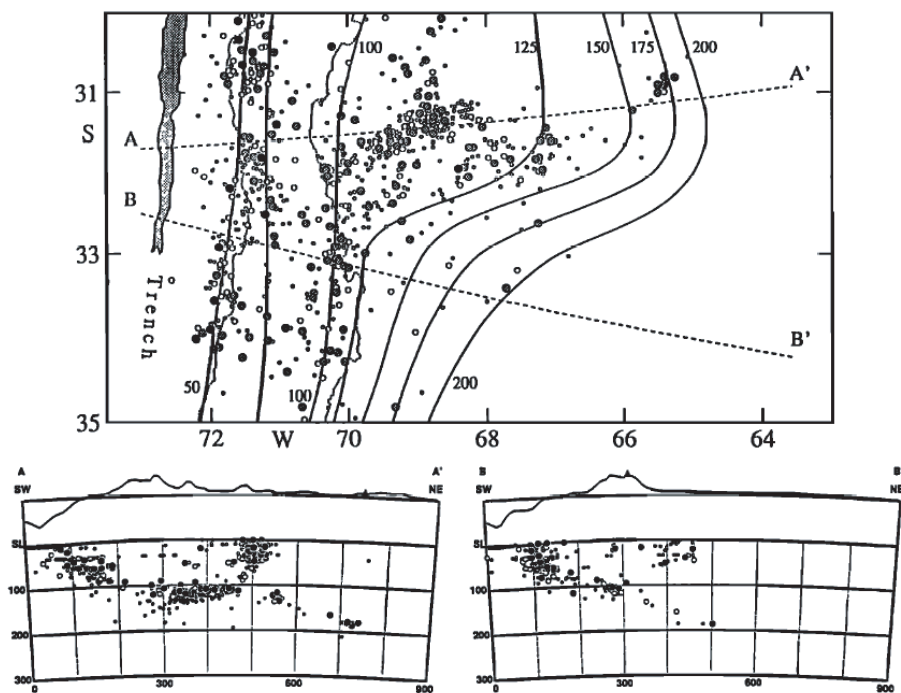


FIG. 1.2: Carte et coupes de la sismicité utilisée par Cahill and Isacks [1992] pour déterminer la géométrie de la subduction entre 30°S et 35°S.

Sommaire

1.1	Origine du continent Sud Américain et ensembles morpho structuraux de la zone d'étude.	13
1.2	Volcanisme de la zone d'étude	14
1.3	La Ride de Juan Fernandez	18
1.4	Données gravimétriques	19
1.5	Flux de Chaleurs	22
1.6	Hypothèses quant à l'origine de la subduction plate	22
1.7	Les grands Séismes de la zone d'étude	23

1.1 Origine du continent Sud Américain et ensembles morpho structuraux de la zone d'étude.

La composition actuelle de la croûte du continent Sud-Américain est le résultat de l'accrétion de trois blocs, Pampia, Cuyania et Chilenia, sur l'ancien continent Ouest-Gondwana (Figures 1.3 et 1.4), respectivement durant le Cambrien inférieur, l'Ordovicien moyen et le Dévonien supérieur (Vujovich et al. [2004b]), soit entre 600 Ma et 360 Ma. Si les blocs Pampia et Chilenia semblent au final n'être qu'une portion de l'ancienne marge de Gondwana (Jezék et al. [1985], Lopez and Gregori [2004]), l'origine du bloc de Cuyania est beaucoup plus discutée. L'une des hypothèses, basée sur des arguments stratigraphiques et paléontologiques, interprète Cuyania comme un bloc issue de l'ancien continent Laurentien (Ramos et al. [1986], Rapela et al. [1998]). Cependant, certaines données géochronologiques U-Pb sont plus compatibles avec l'hypothèse que Cuyania serait un morceau de l'ancien continent Gondwana (Finney [2007]).



FIG. 1.3: Position des continents Gondwana et Laurentien et de l'océan Iapetus il y a 540 Ma. En rouge sont reportés les contours de ce qui deviendra l'actuelle Amérique du sud.

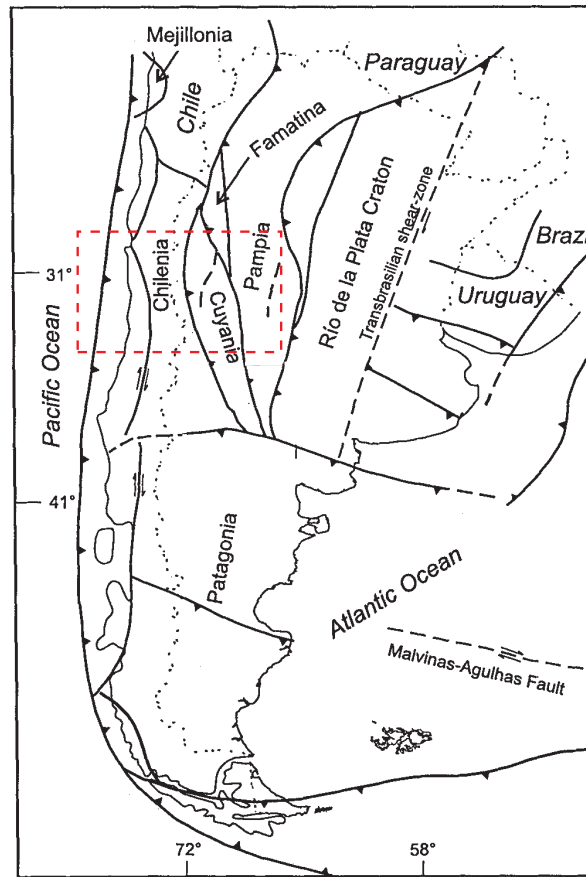


FIG. 1.4: Carte des différents blocs accrétés formant le continent Amérique du Sud (d'après Chernicoff and Zappettini [2004]). Les pointillés rouges délimitent notre zone d'étude.

La morphologie actuelle de notre zone d'étude est très particulière puisqu'elle diffère suivant que l'on se trouve dans la partie plate (entre 29°S et 32°S) de la subduction ou dans sa partie pentue (sud de 33°S). Au sud de 33°S (Figure 1.5 b), les différentes provinces tectoniques observées d'Ouest en Est sont, la Cordillère côtière, la dépression centrale, la Cordillère principale, la Cordillère frontale et l'avant pays Argentin. Au nord de 33°S (Figure 1.5 a), la dépression centrale disparaît (Fuenzalida et al. [1992]), tandis qu'à l'est de la Cordillère frontale apparaissent la Précordillère et les Sierras Pampeanas.

1.2 Volcanisme de la zone d'étude

La région du slab plat (29°S-32°S) coïncide avec une absence d'édifices volcaniques actifs. Cependant, ce ne fut pas toujours le cas. L'étude des roches magmatiques depuis 22 Ma a permis à Kay and Mpodozis [2002], suite aux travaux de Ramos et al. [2002], de reconstruire l'histoire volcanique de la région de la subduction plate au Chili central (Figure 1.6) :

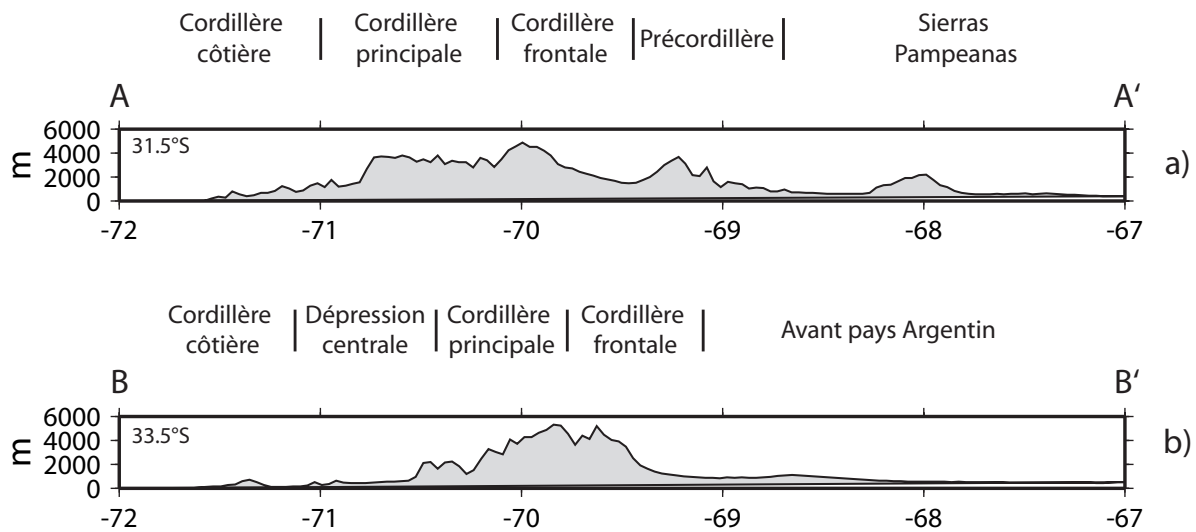


FIG. 1.5: Sections Est-Ouest de la topographie à a) 31.5°S et b) 33.5°S comme indiquées sur la figure 1.1.

De 27 Ma à 21 Ma , le volcanisme se caractérise par un volcanisme d'arrière arc basaltique à andésitique, assez localisé, et par la libération de grandes quantités de magma dans la région correspondant à l'actuelle Cordillère.

De 20 Ma à 16 Ma , le volcanisme s'étend à la Précordillère. Cette migration vers l'est est expliquée par l'initiation de la subduction plate et donc le recul de la zone de fusion partielle à l'origine du magmatisme. La ride de Juan Fernandez, localisée à cette époque beaucoup plus au nord, n'entre pas en compte dans le début de l'horizontalité de la subduction. La signature géochimique des laves de ces unités est inhabituelle, probablement due à une contamination du manteau par l'érosion de l'avant-arc de subduction pendant sa migration vers l'est.

De 15 Ma à 9 Ma , l'activité magmatique de l'arc plus à l'est est dominée par des stratovolcans andésitiques. Avec l'arrivée de la ride Juan Fernandez entre 12 Ma et 10 Ma, on observe une transition au nord, entre ces stratovolcans et des dômes dacitiques isolés, ainsi que l'augmentation du volcanisme d'arrière arc. Enfin, le volcanisme andésitique se termine vers 9-8 Ma avec l'entrée en subduction de la ride Juan Fernandez à 31°S .

De 9 Ma à aujourd'hui , entre 7 Ma et 4 Ma, le front de l'arc va continuer à migrer vers l'est, au nord et au sud de la subduction plate. Le volcanisme dacitique dans la région centrale de la subduction plate se termine entre 6 Ma et 5 Ma. Les roches magmatiques les plus récentes sont datées à $2 \pm 0.5\text{Ma}$ (Bissig et al. [2002]), et sont situées au dôme rhyolitique, le Cerro de Vidrio, soit en pleine Cordillère principale. La signature géochimique de ces rhyolites est très différente des roches magmatiques datant du Miocène supérieur ou du Néogène, ce qui suggère que le magma dont elles sont issues serait plutôt causé par la fusion partielle de matériel à faible profondeur. Kay and Mpodozis [2002] proposent, comme mécanisme possible, une insertion de matériel

chaud et mafique qui aurait migré de la croûte inférieure de la Précordillère vers la croûte moyenne sous la Cordillère Principale.

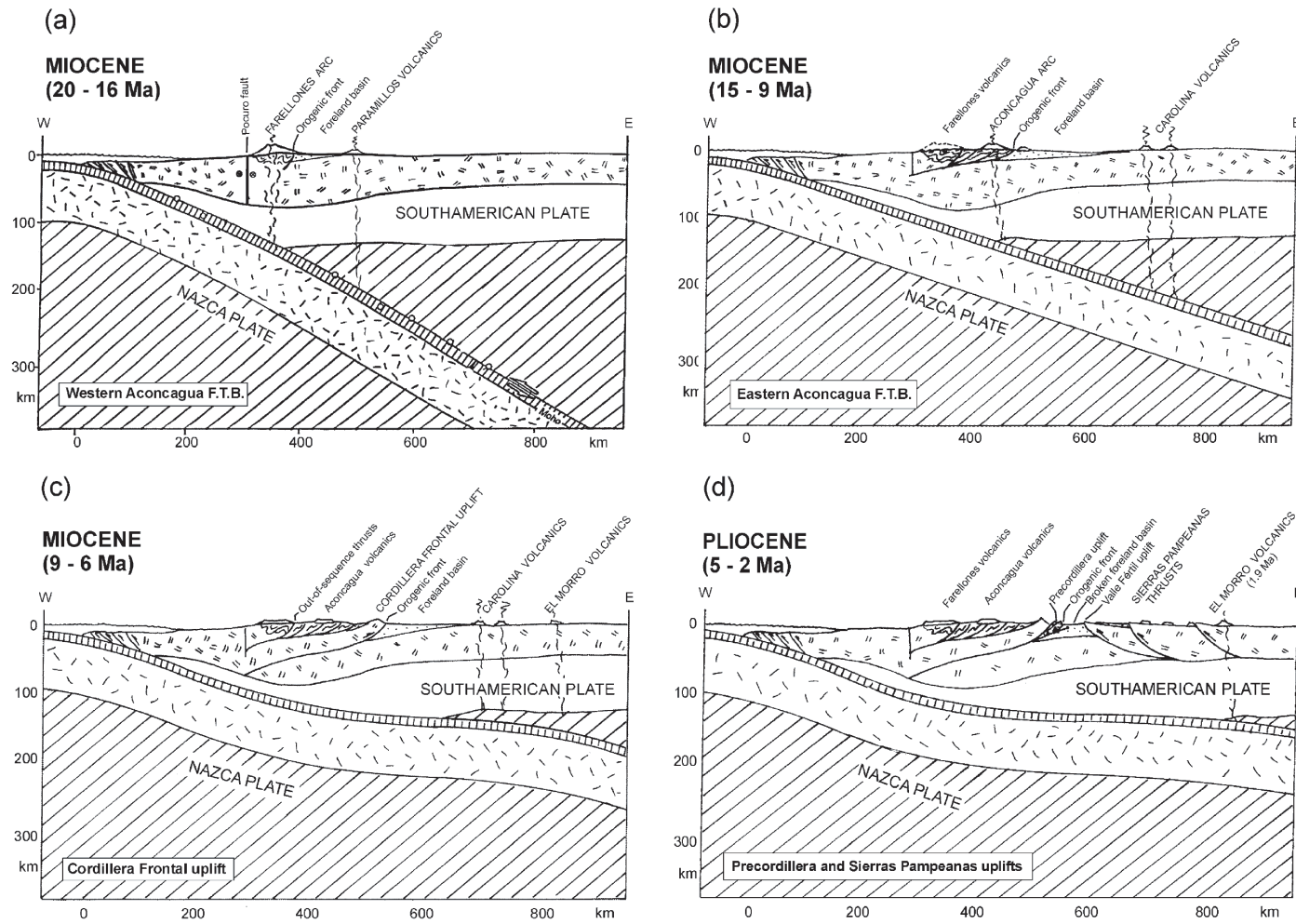


FIG. 1.6: Evolution de la subduction depuis 20 Ma (Ramos et al. [2002]).

1.3 La Ride de Juan Fernandez

L'entrée en subduction de la ride de Juan Fernandez coïncide avec un changement de géométrie de la subduction. Au nord du passage de la ride (32.5°S), le plan de subduction s'horizontalise vers 100km de profondeur alors qu'au sud de 33°S la plaque Nazca plonge avec un angle de 30°. La ride de Juan Fernandez s'est formée par le déplacement de la plaque Nazca au dessus d'un point chaud (Yáñez et al. [2001]). D'une altitude maximale de 3km (figure 1.7), la ride de Juan Fernandez atteint 100 km de largeur. Kopp et al. [2004], ont observés, grâce à des profils sismiques, que l'épaisseur de la croûte océanique sous la ride est très faible (< 1 km d'épaisseur) comparée à une épaisseur moyenne de 7 km.

La fosse du Chili qui sépare la plaque Nazca de la plaque sud-américaine atteint des profondeurs de 6200m au nord de la ride de Juan Fernandez et est partiellement remplie de sédiment au sud (2,5 km d'épaisseur de turbidite au sud contre 0,5 km d'épaisseur au nord, CONDOR Scientists et al. [1997]). La ride de Juan Fernandez semble agir comme une barrière au transport des sédiments entre le nord et le sud. Elle régit ainsi le type et la quantité de matériel sédimentaire, et donc potentiellement la quantité d'eau, subducté avec la plaque océanique.

Depuis 22 Ma, la trajectoire de la ride de Juan Fernandez a migré du nord vers le sud (Figure 1.8). La direction de convergence de la ride a elle aussi changé, passant d'un convergence oblique à 22 Ma, pour devenir perpendiculaire à la fosse vers 10 Ma.

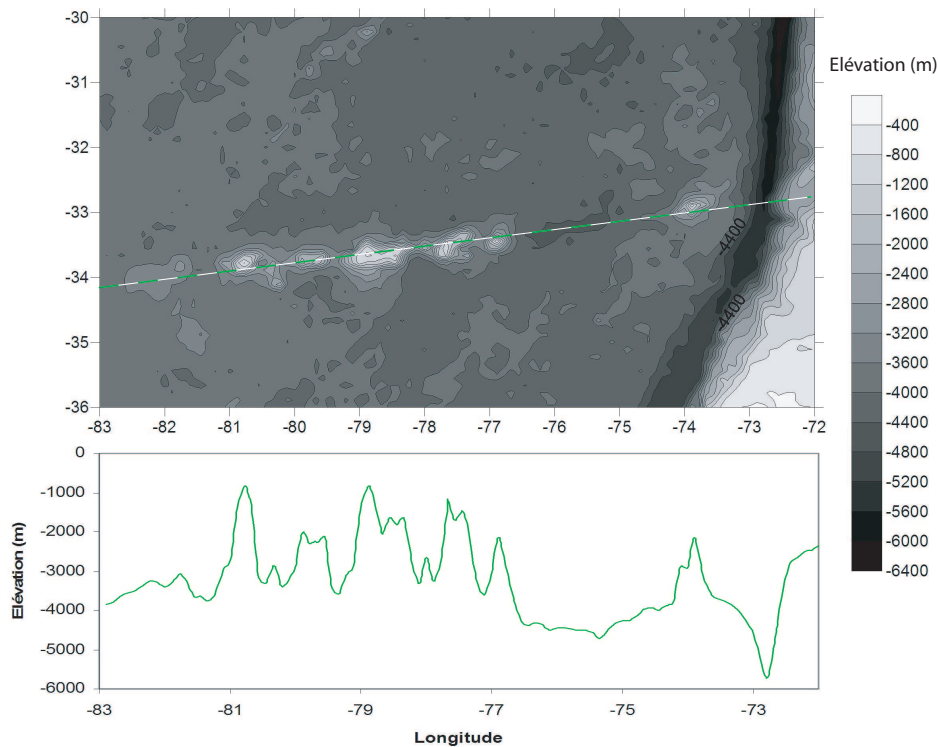


FIG. 1.7: Carte bathymétrique de la région 30°S-36°S (en haut) et coupe suivant la direction de propagation de la ride de Juan Fernandez suivant le trait pointillé vert (en bas).

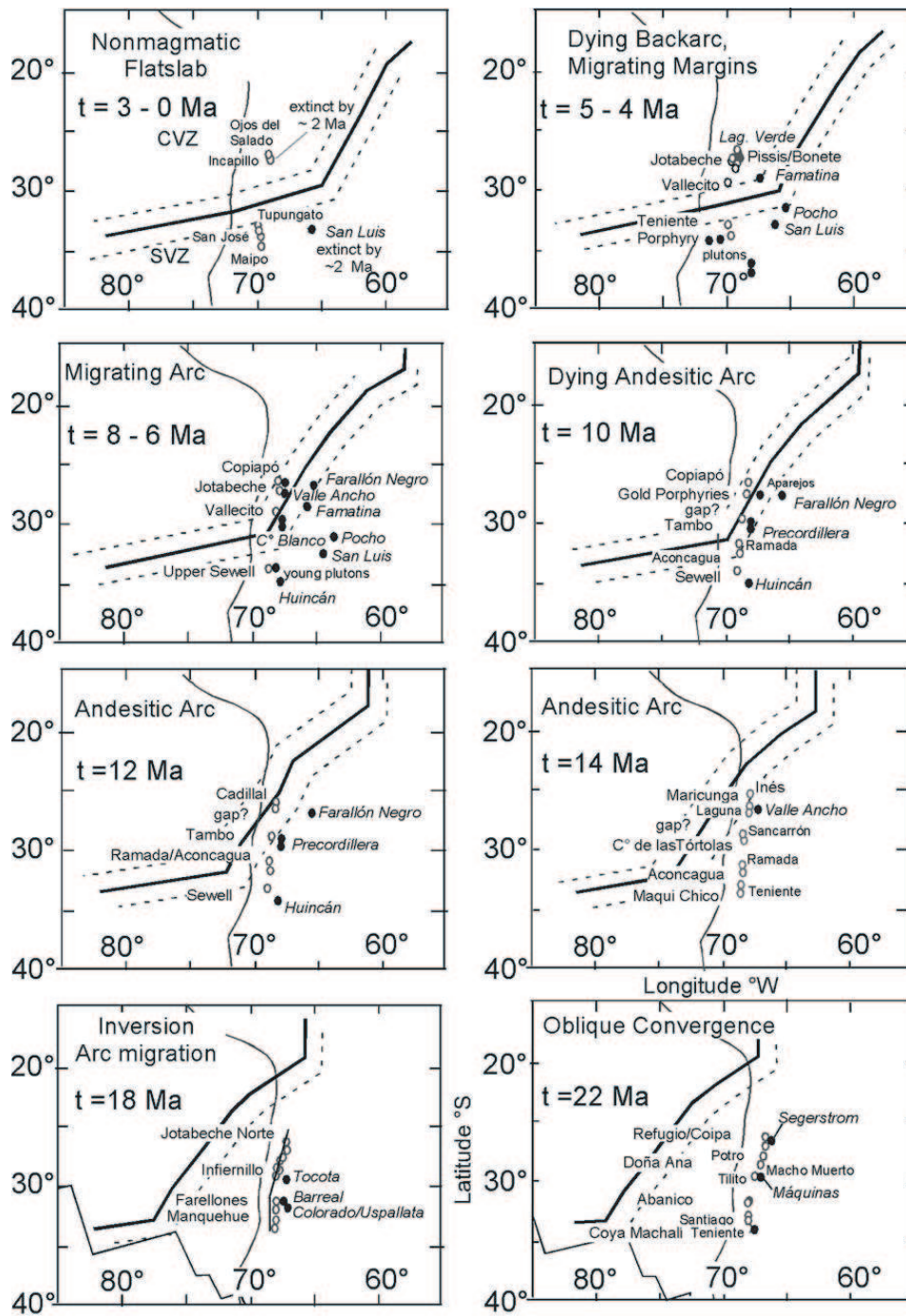


FIG. 1.8: Progression temporelle des unités magmatiques (cercles noirs et blancs) comparées à la migration temporelle de la position de la ride Juan Fernandez (trait continu noir) (Kay and Mpodozis [2002] d'après Yañez et al. [2002]).

1.4 Données gravimétriques

Pour un point à la surface de la Terre, l'anomalie de Bouguer représente la différence entre la gravité observée et la gravité théorique à ce point, calculée à partir d'un modèle de Terre sans hétérogénéités latérales. Ainsi l'anomalie de Bouguer permet de caractéri-

ser des déficits de masses (anomalies négatives) ou des surplus (anomalies positives) par rapport à une densité moyenne de la Terre.

Typiquement, dans notre région d'étude (Figure 1.9a) nous observons une anomalie de Bouguer positive ($\approx 200\text{-}250$ mGal) au niveau de la fosse de subduction et de la ride Juan Fernandez. La marge active et la région côtière présentent une anomalie comprise entre 0 et 100 mGal. La Cordillère peut atteindre des anomalies de -200 mGal, en relation avec l'épaississement de la croûte continentale sous ces importants reliefs.

A partir de ces données gravimétriques, Tassara [2005] a calculé la profondeur du Moho en Amérique du Sud (1.9b). Ce sont ces profondeurs qui seront utilisées dans la suite de ce travail. Par ailleurs, nous avons comparés la profondeur du Moho obtenue par Tassara [2005] à celle calculée par Fromm et al. [2004] en utilisant les vitesses de ondes Pn ou encore à celle obtenue par Calkins et al. [2006] et Gilbert et al. [2006] grâce à l'étude de fonction récepteur. Les résultats obtenues au cours des toutes ces études montrent la même profondeur du Moho dans la région 29°S-34°S.

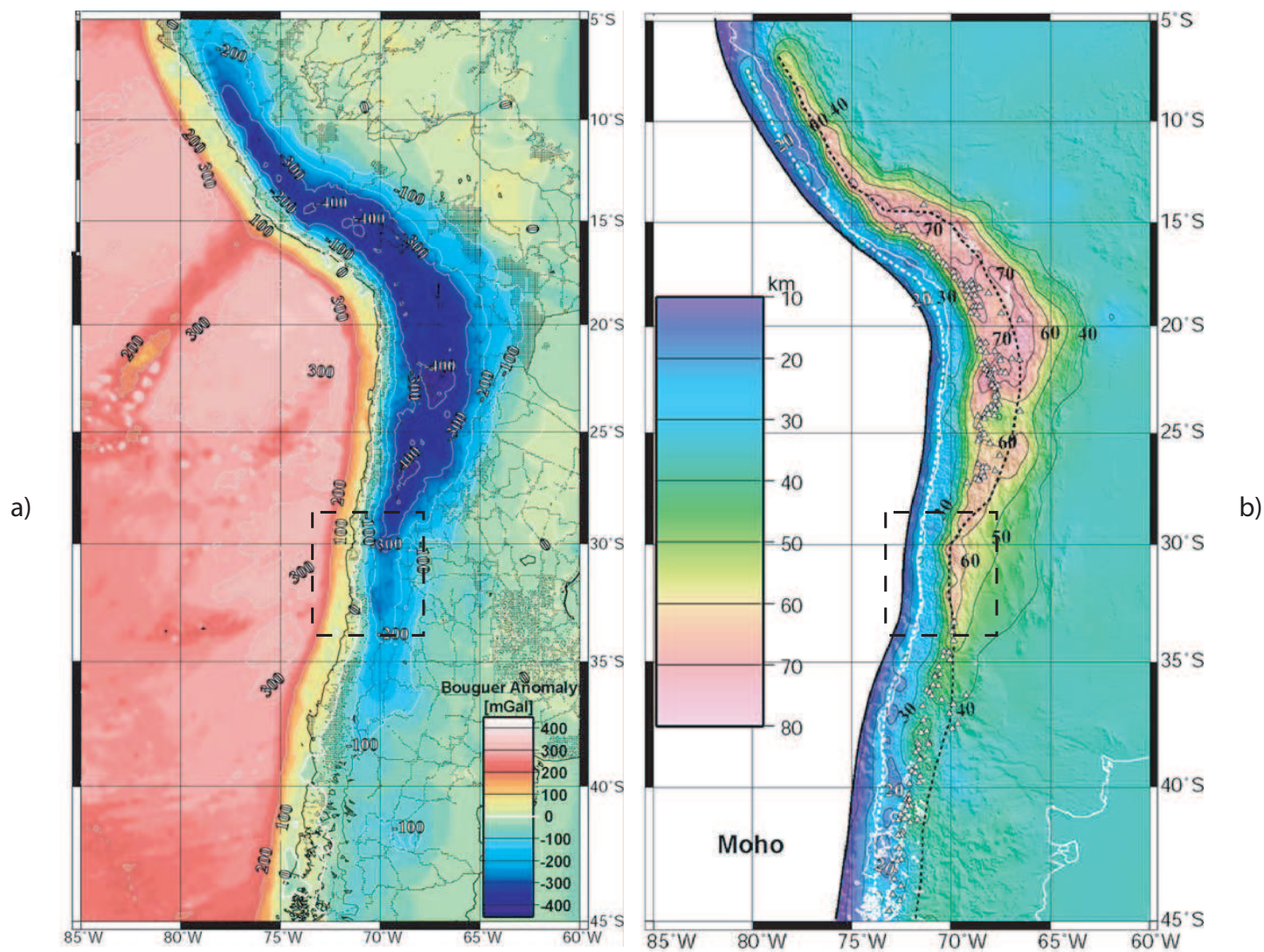


FIG. 1.9: Carte des anomalies de Bouguer (a) et profondeur du Moho gravimétrique (b) (Tassara [2005]). En pointillés noirs est reportée la zone d'étude.

1.5 Flux de Chaleurs

Couch et al. [1981] et Peacock [1996] observent deux anomalies thermiques au niveau des zones de subduction. La première est un flux de chaleur anormalement bas détecté au niveau de la fosse de subduction : la vitesse de subduction est plus rapide que le temps de réchauffement de la plaque subductée dans le manteau. La seconde anomalie est un flux de chaleur très élevé au niveau de l'arc volcanique dû à la remontée de matériel chaud issu de la fusion partielle des roches dans le coin mantellique. Le nombre de données de flux de chaleur de bonne qualité disponible dans notre région d'étude est assez faible. Certaines valeurs à terre peuvent être obtenues à partir de la carte de flux de chaleur de l'Amérique du sud proposée par Hamza and Munoz [1996].

En mer, les seules données disponibles pour la partie orientale de la plaque Nazca sont tirées de la base de données globale des flux de chaleur. Aussi bien dans la région de subduction plate que dans la région de subduction pentue, ces flux de chaleur sont très faibles, seulement 20-40 mW/m^2 , ce qui est très loin des valeurs moyennes de 100 mW/m^2 , attendues pour une lithosphère océanique de 40 Ma (Stein and Stein [1992]). A terre, à 34°S, dans l'avant arc, le flux de chaleur atteint 40-80 mW/m^2 mais aucune donnée n'est disponible pour la région côtière à cette latitude. Dans la région de l'arc volcanique actif (au delà de 33°S) quelques valeurs du flux de chaleur dépassent 100 mW/m^2 (Hamza and Munoz [1996]).

A 31°S, de très faibles flux de chaleur sont observés près de la côte ($<40 mW/m^2$), mais il n'existe pas de données dans la Cordillère. Ces quelques valeurs seront utilisées lors de la modélisation des profils thermiques de la zone de subduction.

1.6 Hypothèses quant à l'origine de la subduction plate

La position actuelle de la ride Juan Fernandez (32.5°S) coïncide avec la transition entre la zone de subduction plate au nord de 32°S et celle pentue au sud de 33°S. Cette transition s'effectue en moins de 150 km, impliquant que la plaque océanique subductée est tordue et devrait être affectée par de fortes variations internes de contraintes. Par conséquent, la circulation mantellique devrait être perturbée entre la croûte continentale et le sommet du slab. Cependant, l'origine du segment plat est toujours une question en suspens. Les mécanismes qui peuvent être impliqués dans la flottabilité du slab ne sont pas encore bien identifiés, en particulier à cause de certaines rides qui subductent sans entraîner de subduction plate, comme la ride de Louisville dans la zone de subduction de Tonga-Kermadec (Pelletier et al. [1998]). Concernant la Ride de Carnegie en Equateur, la question de la subduction plate dans cette région est encore débattue dans la mesure où les données de sismicité sont pour le moment insuffisantes pour en tirer une conclusion (Pontoise and Monfret [2004], Guillier et al. [2001]).

Martinod et al. [2005] ont montrés que l'effet, sur la dynamique de la subduction, d'une irrégularité qui subducte parallèlement à la fosse est plus importante que l'effet produit par une ride qui subducte perpendiculairement à la fosse. C'est pourquoi, mal-

grés la taille modérée de la ride Juan Fernandez, la géométrie plate de la région du Chili central-ouest de l'Argentine pourrait être un effet rémanent de la subduction de cette ride quand elle était parallèle à la fosse, comme c'était le cas il y a 12 Ma (Figure 1.8, Yañez et al. [2002]).

Plus récemment, les modèles analogiques de Espurt et al. [2008] ont suggérés que le processus de subduction plate est un processus d'environ 10 Ma, qui nécessite la subduction de plusieurs centaines de kilomètres d'une irrégularité de densité plus faible que la plaque plongeante. Cette durée nécessaire d'une dizaine de million d'années expliquerait pourquoi certaines rides, comme la ride de Carnegie en Equateur, ne subductant que depuis 1 ou 2 Ma, ne sont pas encore associées à une région de subduction plate.

1.7 Les grands Séismes de la zone d'étude

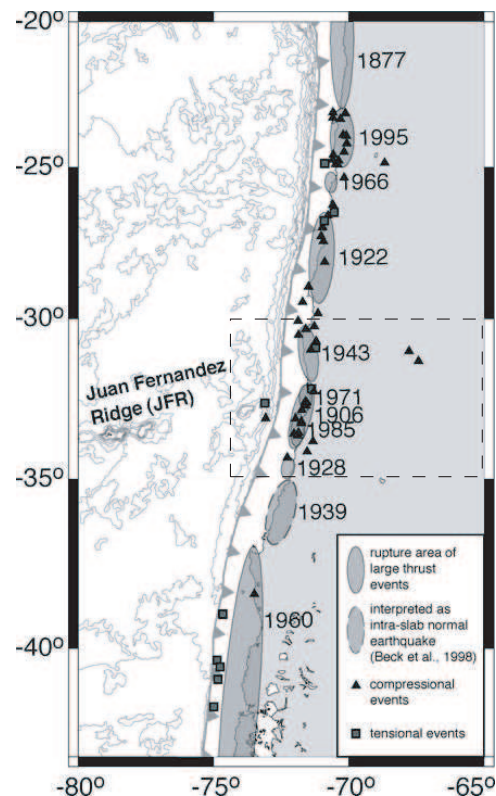


FIG. 1.10: Les grand tremblements de terre au Chili central (et dans notre zone d'étude en pointillé) depuis la fin du 19ème siècle jusqu'au début du 21ème siècle (d'après Fromm et al. [2006]).

Les plus grandes magnitudes enregistrées correspondent à des évènements dont les mécanismes au foyer sont principalement de type "thrust", c'est à dire un mécanisme en faille inverse, situé dans la zone de contact de la plaque continentale et de la plaque océanique plongeante, et dont l'un des plans nodaux a un pendage proche de celui du

plan de subduction. Ces séismes sont principalement localisés dans la zone où les plaques Nazca et sud-américaine sont en contact (aussi appelée zone de couplage ou zone sismogène), à des profondeurs inférieures à 60 km. Entre 30°S et 32°S, le séisme d'Illapel de 1943 (Figure 1.10) de magnitude Mw 7.9, a rompu sur une zone estimée à environ 200 km de long en se propageant vers le sud (d'ailleurs comme tous les grands séismes de subduction du Chili). Entre 32°S et 35°S, la zone de rupture du grand séisme de Valparaiso en 1906 (Mw 8.5) s'étend sur environ 350 km de long. L'événement du 3 mars 1985 (Mw 7.8) n'a rerompu que seulement la partie centrale de la zone de rupture sur environ 200 km de long (Monfret and Romanowicz [1986] ; Beck et al. [1998]). En raison de leur fort moment sismique et de la dimension importante de leur zone de rupture, ces séismes ont tendance à générer de grands tsunamis.

Des séismes intraplaques (séismes qui se produisent à l'intérieur de la plaque océanique et non pas dans la zone interplaque), comme le séisme de Chillan en 1939 (Mw 7.8) (Beck et al. [1998]), de Calama en 1950 (Mw 8) (Kausel and Campos [1992]) ou de Tarapaca en 2005 (Mw 7.8) (Delouis and Legrand [2007] ; Peyrat et al. [2006]) peuvent être de grandes magnitudes. Dans notre zone d'étude, le séisme intraplaque de Punitaqui du 15 octobre 1997 (Mw 7.1) présente un mécanisme au foyer atypique dont le plan nodal actif est le plan subvertical (Lemoine et al. [2001]). Ce séisme est associé à un rapport énergie/moment 30 fois plus élevé qu'un séisme courant (Okal and Kirby [2002]).

Gutscher et al. [2000] ont fait remarquer que l'énergie sismique la plus élevée libérée à des profondeurs intermédiaires (entre 100 km et 150 km de profondeur), le long de la subduction andine, est là où le slab est quasi-horizontal ou plat.

Des séismes superficiels (de profondeur < 50km), de magnitude proche de 7.0 ont également eu lieu du côté Argentin, à l'aplomb du bloc de Cuyania (Alvarado et al. [2007], Figure 1.11).

Afin d'augmenter le nombre d'enregistrement de tremblements de terre au Chili central-ouest de l'Argentine et dans le but de localiser précisément le maximum d'événements dans cette région, plusieurs réseaux sismologiques ont été déployés entre 29°S et 38°S.

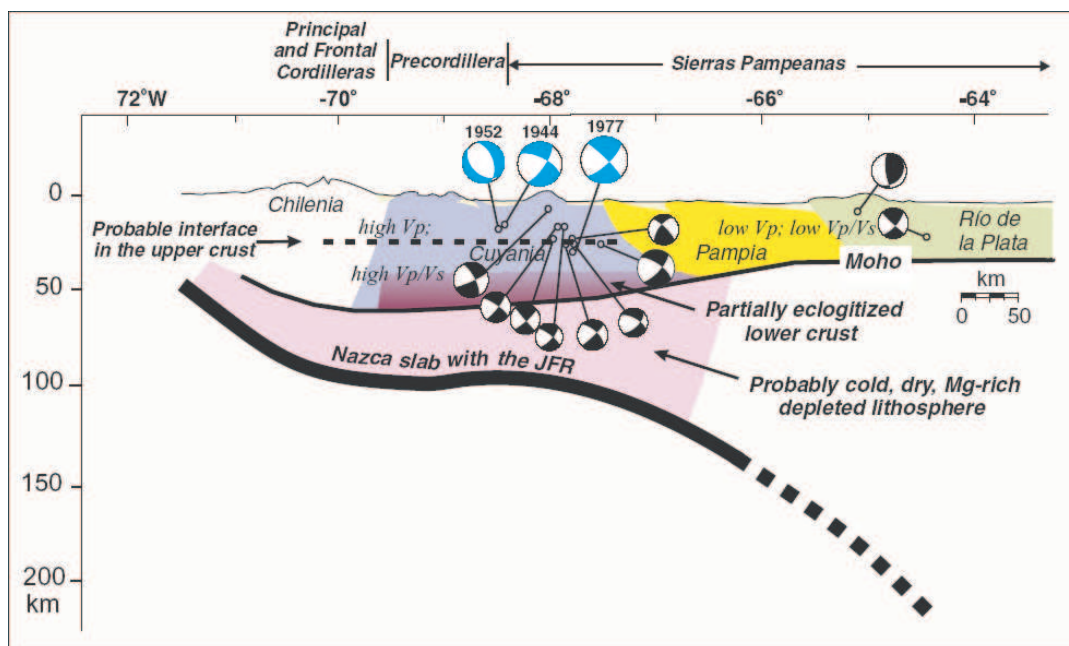


FIG. 1.11: Localisations et mécanismes au foyer des séismes de magnitude proche de 7.0 de 1944, 1962, et 1977 en Argentine (Alvarado et al. [2007]).

Chapitre 2

La sismicité à partir de données enregistrées localement

2.1 Campagne OVA99

Dans le cadre d'une collaboration scientifique entre le laboratoire Géosciences Azur et le Departamento de Geofísica de l'Université du Chili, un réseau sismologique temporaire, OVA99, a été installé au Chili-central dans la région d'Ovalle, entre les latitudes 30°S - 32°S et les longitudes 72°W - 70°W (Pardo et al. [2002]) (Figure 2.1).

De Novembre 1999 à Janvier 2000, 37 stations courte-période ont enregistré, en mode continu, la sismicité locale, ce qui a permis de la localiser dans l'espace et dans le temps de manière précise. Chaque station était constituée d'un capteur 3 composantes de 4.5 Hz ou 2 Hz, d'un numériseur à forte dynamique (Reftek ou Titan), d'un disque dur de 2Go et d'un GPS pour la synchronisation du temps. Le pas d'échantillonnage choisi pour les données était de 125 pts/s et l'espacement entre stations était de l'ordre de 30 km. Le réseau OVA99 a permis d'enregistrer 5198 événements pendant les 3 mois de fonctionnement, pour des magnitudes < 5.5 .

Après un pointé manuel des phases des ondes P et S et d'une revérification de ces pointés, nous avons déterminé un modèle 1D de vitesse pour les ondes P et S, en utilisant l'algorithme VELEST (Kissling et al. [1994]). Cet algorithme recherche le meilleur modèle de vitesse 1D en couche qui ajuste au mieux l'ensemble des temps d'arrivées observés. Les modèles de vitesse retenus, P et S, sont utilisés dans les processus de localisation des séismes (Figure 2.5). Une première localisation des événements effectuée à l'Université du Chili à partir du logiciel SEISAN (Havskov and Ottemöller [1999]) permet d'observer une forte activité sismique dans la région de la zone de rupture du séisme de Punitaqui de 1997 (31°S , 71.2°W , 68 km de profondeur), plus de deux ans après le choc principal du 15 octobre 1997 (Lemoine et al. [2001] et Pardo et al. [2002]) (Figure 2.2).

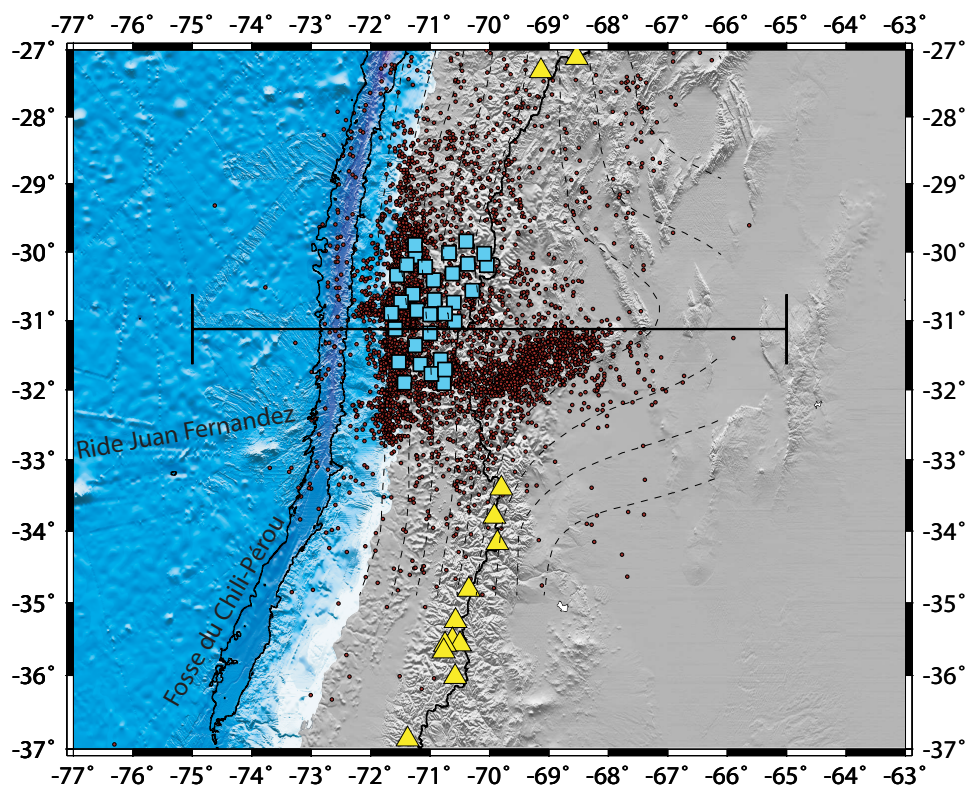


FIG. 2.1: Sismicité locale (ronds rouges) enregistrée par le réseau sismologique temporaire (carrés bleu clair), durant la campagne OVA99. Les édifices volcaniques Quaternaires actifs sont représentés par les triangles jaunes. Les isocontours du slab sont de Pardo et al. [2003] et sont espacés de 20 km.

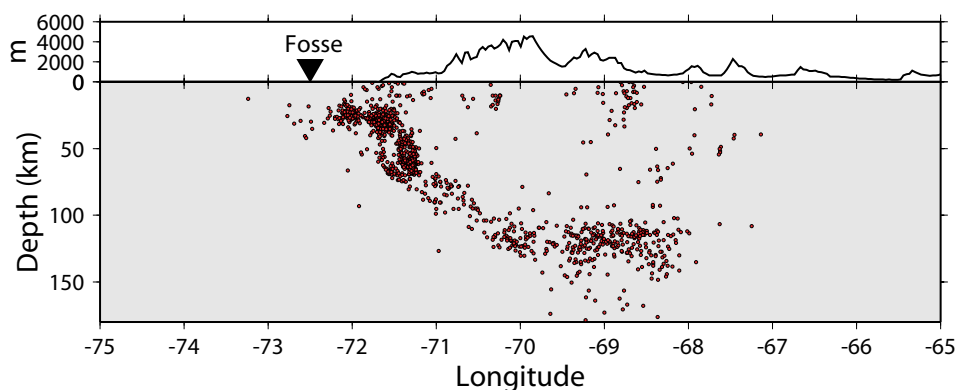


FIG. 2.2: Coupe Est-Ouest de la sismicité enregistrée par la campagne OVA99 (ronds rouges) à la latitude de 31°S. La topographie est indiquée au dessus de la coupe, avec une exagération verticale. Le triangle noir inversé représente la position de la fosse.

2.2 Campagne CHARSMÉ

Toujours dans le cadre de la collaboration scientifique entre le laboratoire Géosciences Azur et le Departamento de Geofísica de l'Université du Chili, de Novembre 2002 à Mars 2003, un réseau sismologique temporaire composé de 30 stations large bande, CHARSMÉ

(Chile Argentina Seismicity Measurement Experiment), a été installé au Chili central et dans l'ouest de l'Argentine, entre les latitudes 31.5°S et 34°S et les longitudes 71°W et 67°W (Pardo et al. [2004])(Figure 2.3).

5768 événements locaux, de magnitudes < 6 , ont été enregistrés par le réseau temporaire. Par ailleurs, 15 stations du réseau permanent de l'Université du Chili ont été également mobilisées afin d'augmenter la densité de stations et d'améliorer la localisation de la sismicité, surtout du côté chilien. En effet, pour cette expérience de terrain, la distance entre les stations était variable, en fonction de l'accès à certains sites et du petit nombre de stations temporaires disponibles pour couvrir une telle zone. Chaque station temporaire se composait d'un capteur 3 composantes CMG-40T de 30 Hz et 60 Hz (2 étaient des CMG-3 de 120Hz), d'un numériseur Reftek ou Titan, d'un disque dur pour le stockage des données, et d'un capteur GPS pour la synchronisation des temps d'arrivées. Le pas d'échantillonnage pour les données était de 125 pts/s. Le traitement des enregistrements a été effectué de la même façon que pour la campagne OVA99 : le pointé manuel des temps d'arrivée ainsi qu'une première localisation a été effectuée à l'Université du Chili.

Dans le cadre de cette thèse, tous les enregistrements ont été revisualisés, et repointés si nécessaire. De plus, dans l'optique d'effectuer une étude sur l'atténuation des ondes dans cette région (voir chapitre 6), nous avons effectué un tri des enregistrements. Ainsi nous n'avons gardé que des sismogrammes avec des première arrivées bien visibles, un signal fort par rapport au bruit, et des ondes P et S séparées de plus de 3 s. Etant donné le nombre important d'événements, cette sélection a nécessité plusieurs mois de travail.

L'enregistrement, pendant cette campagne, de tirs de mines, dont la localisation était connue, nous a permis d'obtenir un profil de vitesse très précis des 15 premiers kilomètres de la croûte. Pour les profondeurs plus importantes, le logiciel VELEST nous a permis d'obtenir un nouveau modèle de vitesse 1D en couche de la région. Tout les événements ont ensuite été relocalisés dans ce modèle avec le logiciel SEISAN.

2.3 Campagne CHARGE

Les deux réseaux des campagnes précédentes étaient localisés principalement sur la région de la zone de subduction plate et de la zone de transition. la zone de subduction "normale" était très peu couverte. De façon à pouvoir comparer les résultats entre la zone de subduction plate et la zone de subduction pentue, un troisième jeu de données a été considéré.

La campagne de terrain CHARGE (Chile Argentina Geophysical Experiment) a déployé 22 sismomètres large bande portables, suivant deux transects Est-West (Wagner et al. [2005]). Le segment nord était localisé à la latitude 30°S à l'aplomb de la région du slab plat(Figure 2.6) et le segment sud, à la latitude 36°S, au dessus du slab plongeant. Quatre stations additionnelles ont été déployées entre ces deux segments. Les capteurs 3 composantes utilisés, étaient un mélange de STS2 et CMG-40T et CMG-3ESP. Les

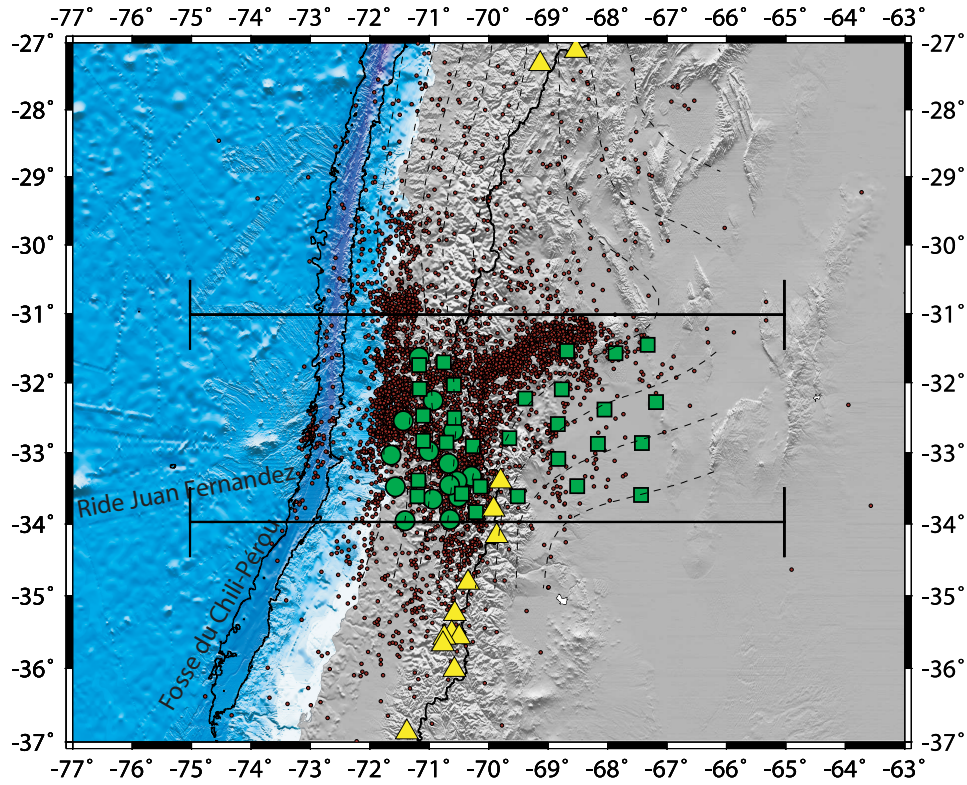


FIG. 2.3: *Sismicité locale (ronds rouges) enregistrée par le réseau sismologique temporaire (carrés verts) et par le réseau permanent de l'Université du Chili (ronds verts), durant la campagne CHARAME (Pardo et al. [2004]). Les édifices volcaniques Quaternaires actifs sont représentés par les triangles jaunes. Les isocontours du slab sont de Pardo et al. [2003] et sont espacés de 20 km.*

données ont été enregistrées par des numériseurs Reftek pendant 18 mois à partir de la fin 2000, avec un pas d'échantillonnage de 40 pts/s et le temps était synchronisé par GPS. Ces données nous ont été transmises par le Département de Geosciences, de l'Université d'Arizona où le traitement des données avait été effectué. Nous avons vérifié les pointés faits par nos collègues américains. La localisation des événements avait été faite dans le modèle de vitesse à l'échelle du globe IASPEI-91 (Kennett [1991]).

2.4 L'ensemble des données

Dans un premier temps nous avons jugé intéressant de mélanger les données des campagnes OVA99 et CHARAME. Etant donnée les grandes similitudes entre ces deux campagnes en termes d'acquisition des événements, traitements des enregistrements, et pour des raisons géographiques, nous avons traité les deux jeux de données conjointement, notamment dans la détermination d'un modèle de vitesse initial pour les ondes P et S dans la région de latitude 30°S-34°S et de longitude 72°W-67°W (Figure 2.5). Le rapport V_p/V_s a été déterminé en représentant la différence ($t_s - t_p$) entre les temps d'arrivées des ondes S (t_s) et des ondes P (t_p) en fonction de t_p . Cette représentation graphique est aussi appelée diagramme de Wadati. Les points du diagramme s'alignent sur une

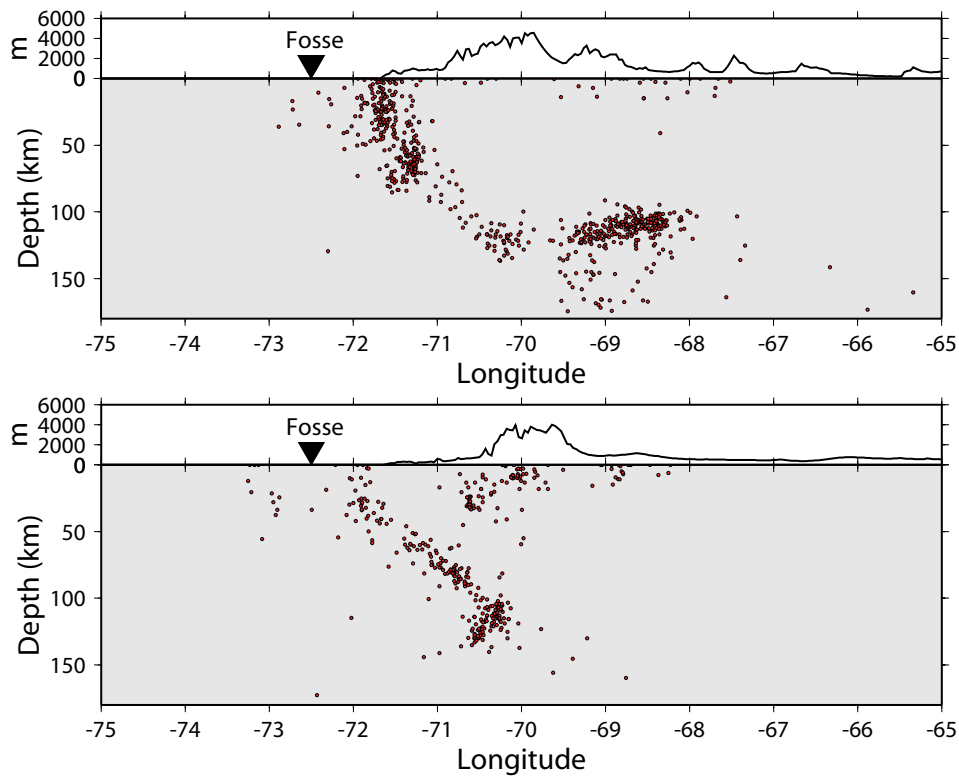


FIG. 2.4: Coupe Est-Ouest de la sismicité enregistrée par la campagne CHARAME (ronds rouges) à la latitude a) 31°S et b) 34°S . La topographie est indiquée au dessus de la coupe, avec une exagération verticale. Le triangle noir inversé représente la position de la fosse.

droite dont le coefficient directeur est proportionnel au rapport V_p/V_s (Wadati [1933]). Dans la région du Chili central et l'ouest de l'Argentine, couverte par nos deux réseaux temporaires, on trouve un rapport V_p/V_s égal à 1.76.

La couverture du réseau temporaire de la campagne CHARAME, étant plus étendu nous avons donné plus de poids au modèle de vitesse obtenu à partir des données enregistrées par ses stations, en vérifiant que la localisation des événements enregistrés par le réseau OVA99 dans ce modèle était cohérente avec celle obtenue précédemment.

Nous avons ensuite voulu mélanger les données des campagnes OVA99 et CHARAME avec celle de la campagne CHARGE. Si en terme de latitude et longitude, les localisations des différentes campagnes semblent cohérentes (Figure 2.8), il apparait une différence d'environ 20 km sur la localisation en profondeur (Figure 2.9). Les données ayant été localisées dans des modèles de vitesse différents, nous avons essayé de relocaliser les données de la campagne CHARGE dans notre modèle de vitesse, déterminé à partir des données des campagnes OVA99 et CHARAME, mais ce fut sans succès, car la différence de profondeur demeure.

Les données qui seront utilisées dans la suite de ce travail pour la tomographie des temps d'arrivée ont été sélectionnées suivant les critères suivants :

- Dans le cas des campagnes OVA99 et CHARAME, les événements devaient avoir été

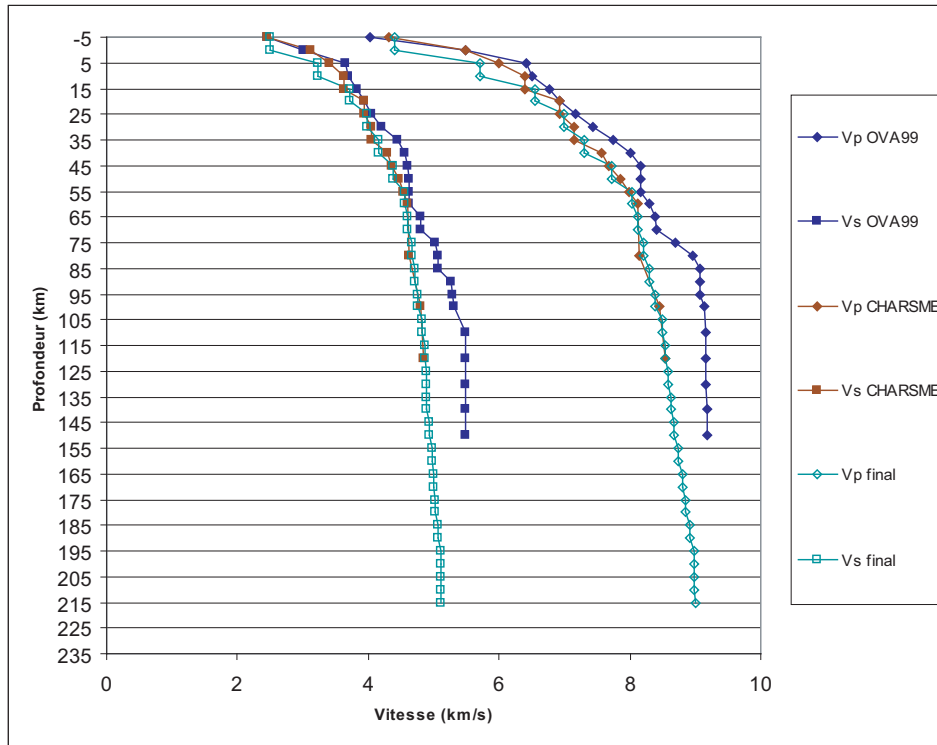


FIG. 2.5: *Modèles de vitesse 1D des ondes P (V_p) et des ondes S (V_s), pour la campagne OVA99, la campagne CHARSME, et le modèle final de vitesse issu de Velest et utilisé comme modèle initial de l'atténuation dans la suite de cette étude.*

enregistrés au moins à 9 stations du réseau, et avoir une localisation précise ($\text{RMS} < 0.25$ Pardo et al. [2002]).

- Dans le cas de la campagne CHARGE, nous n'avons pas sélectionné les événements, nous avons utilisés ceux d'Anderson et al. [2007].

2.5 Sismicité

Le segment entre 28°S et 33°S a été l'un des premiers segments à être identifié comme une zone de subduction à "angle faible" par comparaison avec les zones de subduction plus communes dites à "angle normal" (Barazangi and Isacks [1976], Cahill and Isacks [1992]). Barazangi and Isacks [1976] basent leur subdivision sur la distribution spatiale de télé-séismes dans cette zone. Cette segmentation a ensuite été confirmée par Jordan et al. [1983], Cahill and Isacks [1992] et Engdahl et al. [1998], en utilisant des localisations plus précises de séismes. Plus récemment, Pardo et al. [2002], Pardo et al. [2004] et Anderson [2005] ont effectué une localisation précise d'hypocentres, à partir des enregistrements de réseaux sismiques locaux déployés dans la région pendant plusieurs mois, et des enregistrements de quelques stations des réseaux permanents au Chili et en Argentine. A partir des données sélectionnées, comme indiqué dans le chapitre précédent, la distribution de la sismicité (Figure 2.11), confirme et précise la géométrie plate particulière à cette zone

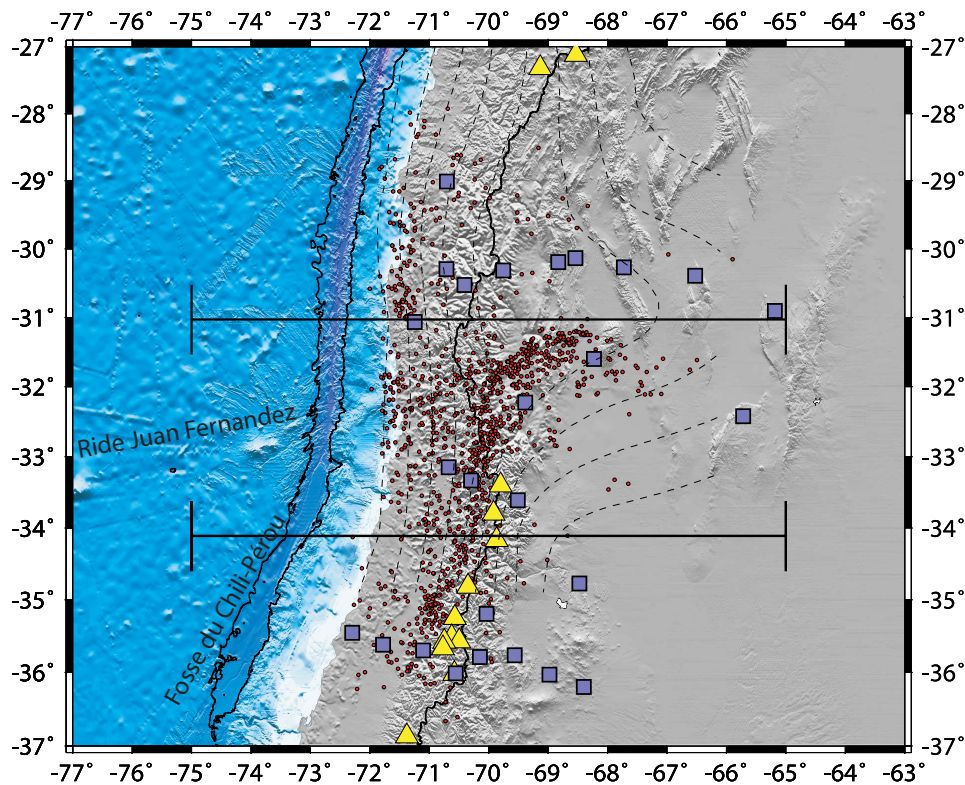


FIG. 2.6: Sismicité locale (rond rouges) enregistrée par le réseau sismologique temporaire (carrés bleu foncé), durant la campagne CHARGE. Les édifices volcaniques quaternaires actifs sont représentés par les triangles jaunes. Les isocontours du slab sont de Pardo et al. [2003] et sont espacés de 20 km

de subduction. Une forte sismicité profonde est observée dans le prolongement de la ride Juan Fernandez (Figure 2.10). Il existe également une forte sismicité superficielle (< 20 km de profondeur), aussi bien dans l'avant arc côté chilien (Barrientos et al. [2004]), au nord de 33°S que dans l'arrière arc en Argentine, au sud de 33°S (Alvarado et al. [2005]).

Muñoz [2005] réfute l'hypothèse d'un plan de Benioff plat, les séismes qui se produisent vers 70-110 km de profondeur dans cette région, seraient localisés dans le manteau supérieur subcontinental mais ne seraient pas associés à la subduction de la lithosphère océanique. La sismicité nous donnerait donc une fausse image d'un slab plat. Cependant, cette hypothèse n'explique pas l'absence de volcanisme quaternaire en surface.

Une localisation précise de la sismicité, permet d'observer une double zone sismogène, dans la région de la subduction plate, entre 50 km et 100 km de profondeur (Figure 2.11 a). Ce double plan de Benioff, a déjà été observé dans d'autres régions du monde (Figure 2.12). La première double zone sismogène découverte a été celle au nord de Honshu au Japon (Hasegawa et al. [1978a], Hasegawa et al. [1978b]), où les deux plans de sismicités sont séparés de 30 km. Mais il en existe également dans d'autres zones de subduction (Peacock [2001]). Les tremblements de terre dans le plan supérieur se produisent dans la croûte océanique. Cette croûte est fragilisée par le frottement avec le manteau dû au déplacement de la plaque mais aussi par la déshydratation causée par le

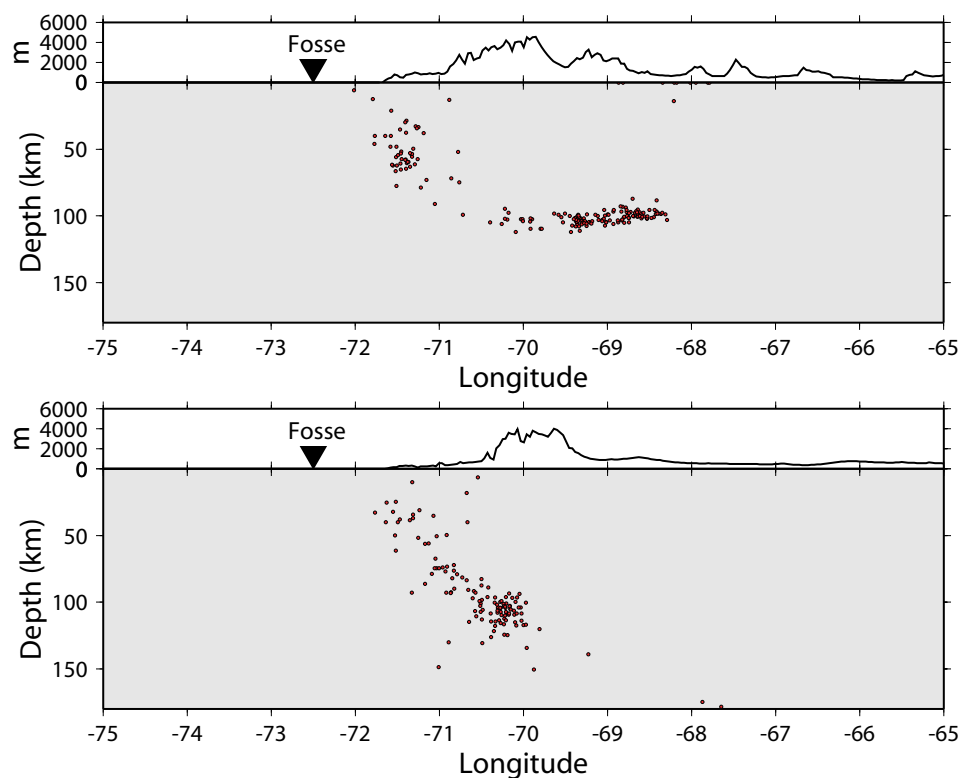


FIG. 2.7: Coupe Est-Ouest de la sismicité enregistrée par la campagne CHARGE (ronds rouges) à la latitude a) 31°S et b) 34°S . La topographie est indiquée au dessus de la coupe, avec une exagération verticale. Le triangle noir inversé représente la position de la fosse.

processus de transformation des metabasaltes et métagabbros en éclogite (Kirby et al. [1996]). L'origine de la sismicité du plan inférieure est moins bien définie, et serait due à la déshydratation de la serpentine (Peacock [2001], Hacker et al. [2003b]) ou d'autres minéraux hydratés (Hacker et al. [2003a]).

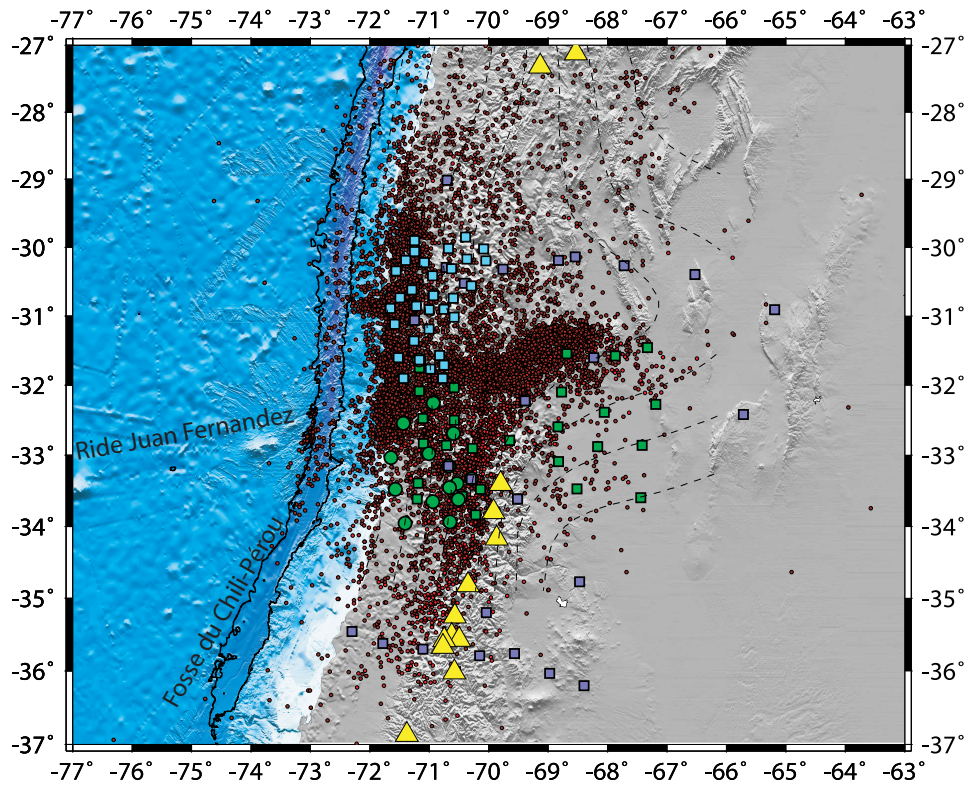


FIG. 2.8: Sismicité locale (ronds rouges) enregistrées durant les 3 campagnes OVA99, CHARSMÉ et CHARGE.

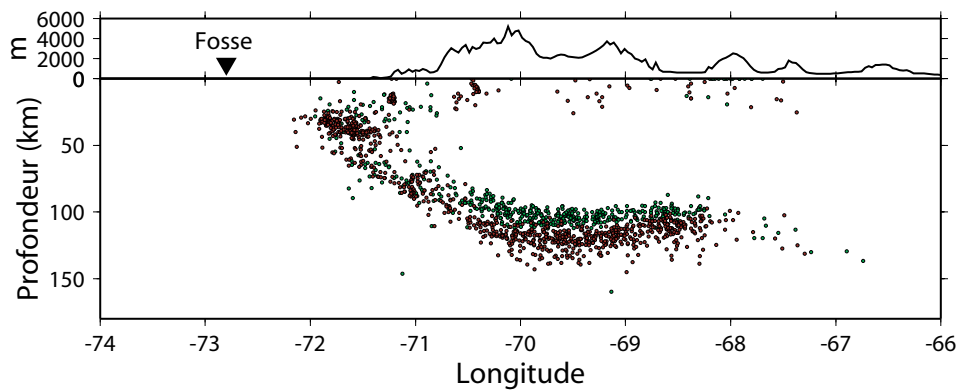


FIG. 2.9: Coupe Est-Ouest de la sismicité enregistrée par la campagne CHARGE (ronds verts) et par la campagne CHARSMÉ (ronds rouges) à 31.5°S.

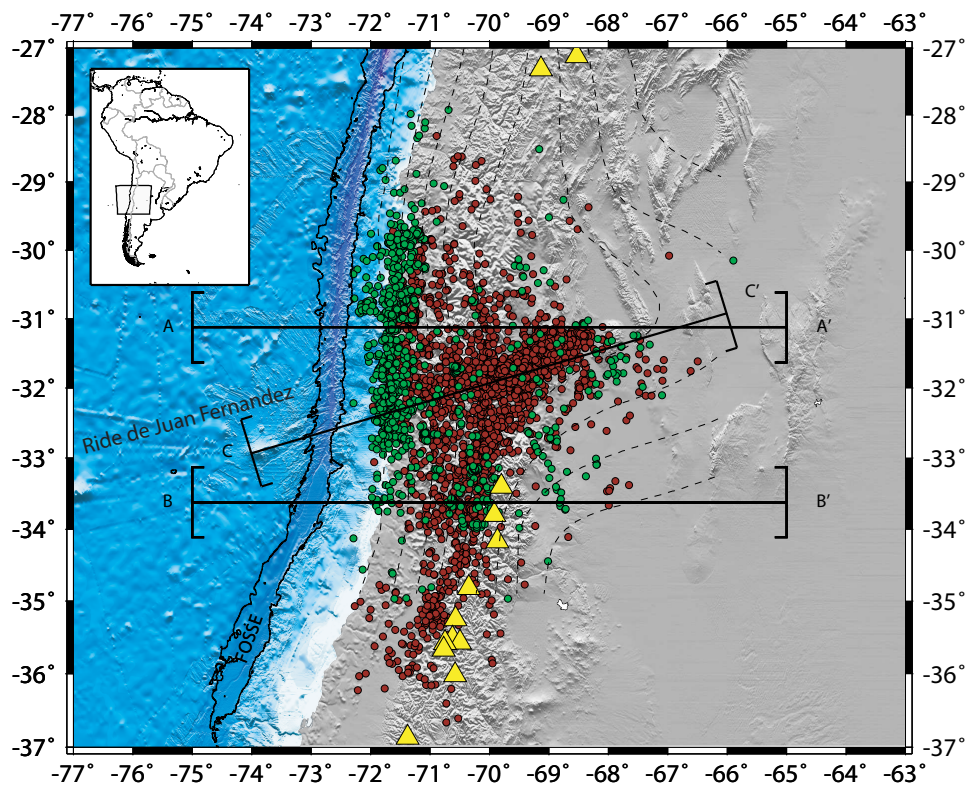


FIG. 2.10: *Sismicité locale utilisée pour la tomographie des temps d'arrivée des campagnes OVA99, CHARME. Les événements superficiels (< 50 km de profondeur) sont représentés en vert, les événements profonds (> 50 km de profondeur) sont en rouge.*

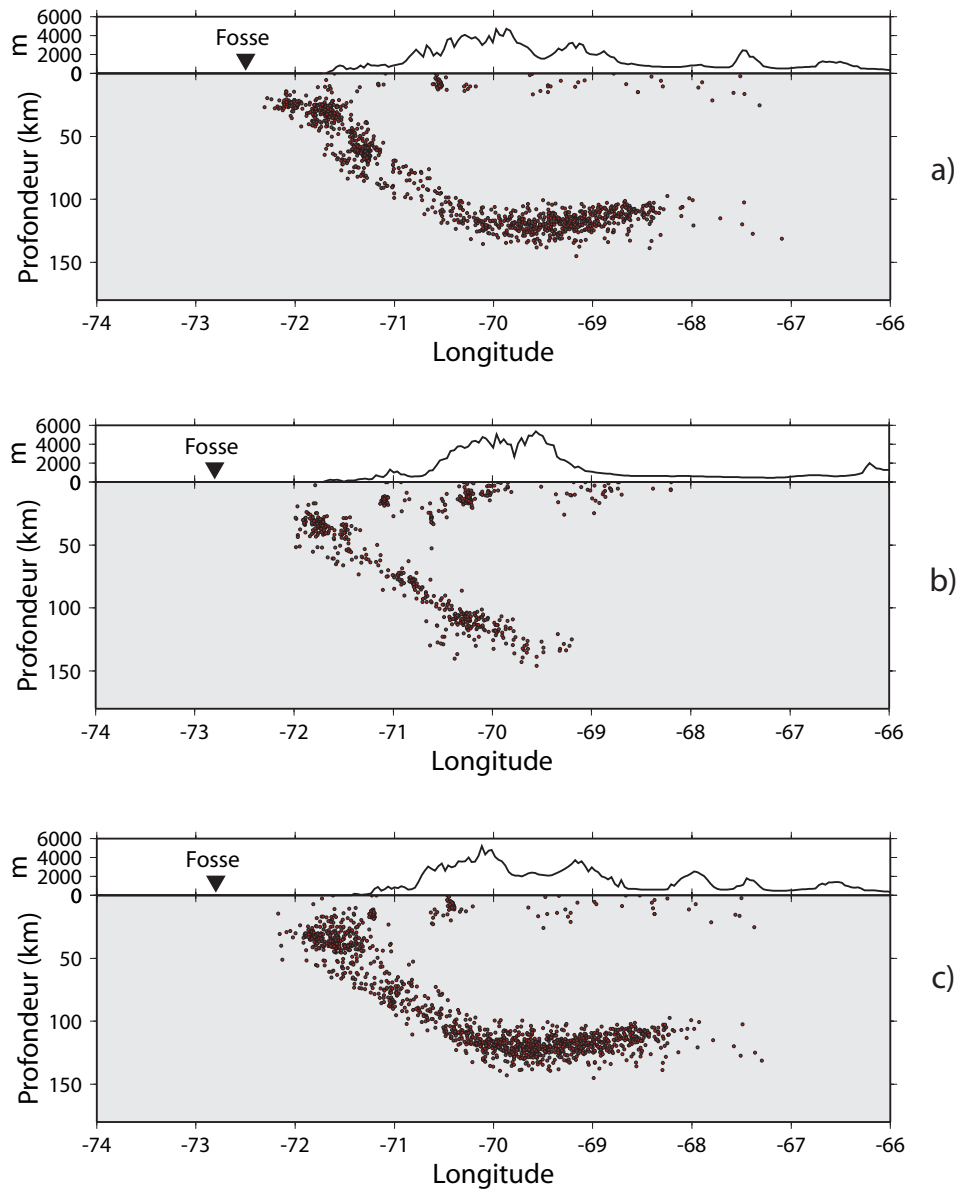


FIG. 2.11: Coupes le long des profils indiqués sur la figure 2.10.

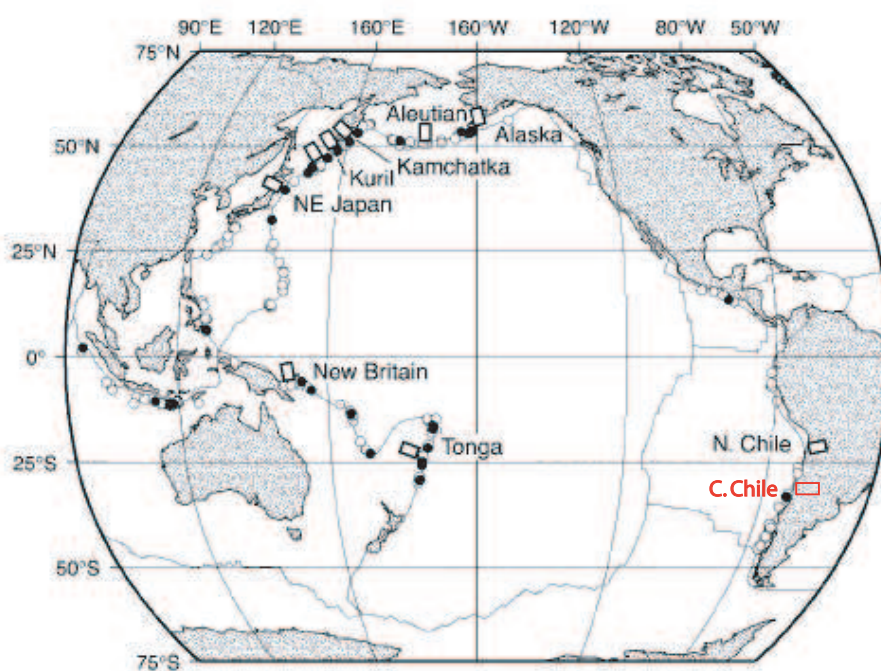


FIG. 2.12: Localisation mondiale des doubles zones sismogènes (rectangles) (modifié d'après Peacock [2001]).

Deuxième partie

Vitesse des ondes sismiques

Chapitre 3

La tomographie des écarts de temps d'arrivées

Les ondes se propageant à l'intérieur de la Terre sont le seul moyen d'imager en profondeur les différentes couches terrestres. Lorsqu'une onde se propage entre la source du séisme et une station à la surface de la Terre, elle va traverser des milieux très différents de par leurs compositions minéralogiques, leurs propriétés physiques ou leur température. L'onde traversant ce milieu va voir sa vitesse, son amplitude ou sa trajectoire modifiée. Ce sont ces informations enregistrées dans les sismogrammes qui servent à reconstruire le milieu traversé par une onde.

Les vitesses des ondes P et des ondes S sont directement liées aux constantes élastiques (le module d'incompressibilité K et le module de cisaillement μ) et à la densité du milieu (ρ) selon les relations :

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (3.1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.2)$$

Ces constantes et la densité dépendent de la lithologie, de la porosité, de la saturation en fluide, de la pression et de la température du milieu.

La tomographie (du grec *tomê* = *coupe*) consiste à reconstruire certaines propriétés d'un objet, à partir d'un jeu de données externes. Ainsi la tomographie sismique permet entre autre de remonter aux modèles de vitesse V_p et V_s à l'intérieur de la Terre par inversion des temps d'arrivée des ondes P et S. Nous distinguons deux types de tomographies : la tomographie des temps d'arrivée, qui est un problème très difficile car aucune hypothèse sur le milieu de vitesse initial n'est faite. La tomographie des écarts des temps d'arrivée, est un problème beaucoup plus facile. En effet, connaissant un milieu de vitesse initial, il est possible de procéder par perturbations de ce modèle, en estimant des écarts de vitesse à partir des écarts des temps d'arrivée.

L'un des pionniers en matière de tomographie sismique a été Keiiti Aki (1930-2005). Ce fut lui qui introduisit, avec deux collaborateurs (Christoffersson et Husebye), la méthodologie pour définir les hétérogénéités latérales de l'intérieur de la Terre. La première tomographie fut appelée ACH (Aki et al. [1977]). L'évolution technologique a permis de complexifier les codes tomographiques de façon à prendre en compte le maximum de paramètres et de se rapprocher de plus en plus de la nature complexe de la croûte et du manteau terrestre.

Dans ce chapitre, nous commencerons par expliquer la détermination de notre modèle initial de vitesse, puis le principe du code de tomographie TLR3 (Tomographie, Localisation, Relocalisation) et tous les tests réalisés pour contraindre au mieux nos résultats. Enfin, nous exposerons les modèles de vitesse 3D des ondes P et S obtenus pour la zone d'étude.

Sommaire

3.1 Recherche du modèle initial	44
3.1.1 Utilisation des Chaines de Markov	45
3.1.2 Tirs de mine	45
3.1.3 Programme Velest	45
3.2 Sélection et jeu de données utilisés	47
3.3 Principe de la tomographie en vitesse (ex :TLR3)	47
3.3.1 Paramètres de l'inversion	51
3.3.1.1 Nombre d'itérations	51
3.3.1.2 Paramètre de damping	52
3.3.1.3 Domaine de variation des paramètres de l'inversion	52
3.3.1.4 Pondération entre les ondes P et S	53
3.3.2 Tests de l'inversion	53
3.3.2.1 "Checkerboard Test"	53
3.3.2.2 "Spike Test"	55
3.3.2.3 La Résolution	56
3.4 Résultats	58
3.4.1 Relocalisation des événements	58
3.4.2 Interprétation	58
3.4.2.1 Campagne OVA99-CHARSME	58
3.4.2.2 Campagne CHARGE	69
3.4.2.3 Mélange des données et pondération des campagnes	74

3.1 Recherche du modèle initial

Le problème inverse de la tomographie en vitesse se résume à une approximation linéaire d'une fonction non linéaire. Ce qui implique une dépendance du résultat au modèle initial. Si ce modèle initial est très différent du modèle réel de vitesse, il sera très

difficile de retrouver ce dernier. La détermination préalable d'un modèle de vitesse, qui ajuste au mieux les données, est nécessaire. La vitesse des ondes sismiques augmentant avec la profondeur, on choisit généralement un modèle en couches, représentant les différentes "couches" terrestres : à l'intérieur d'une couche, la vitesse des ondes est constante. Ainsi, le manteau supérieur aura une vitesse de propagation des ondes plus grande que la croûte, mais plus petite que le manteau inférieur. Plusieurs méthodes existent pour déterminer ce modèle de vitesse.

3.1.1 Utilisation des Chaines de Markov

Dans l'objectif de relocaliser la sismicité du Massif Armoricaïn, Arroucau [2006] utilise une inversion probabiliste de type Monte Carlo en utilisant les propriétés des chaînes de Markov. Cette méthode lui permet de déterminer conjointement :

- les paramètres d'un modèle 1D de vitesse des ondes P et S : le nombre de couches, leur épaisseur respective, et la vitesse des ondes P et S dans chacune d'elles.
- les paramètres hypocentaux des séismes : longitude, latitude, profondeur, et temps origine.

Le principe de cette méthode repose sur le tirage aléatoire d'une valeur pour chaque paramètre cité plus haut, et sur le recalcul du trajet des ondes dans le nouveau modèle de vitesse, à partir des nouvelles localisations des événements. Pour un grand nombre de données comme c'est le cas dans notre étude, le temps de calcul associé au tracé des rais devient très long (de l'ordre de plusieurs mois avec les machines à notre disposition). Cette solution ne sera donc pas utilisée dans le cas de la détermination d'un modèle initial de vitesse. Néanmoins nous verrons par la suite qu'elle est tout à fait adaptée au cas de la détermination d'un modèle initial d'atténuation, puisque dans ce cas, le trajet des rais n'a pas à être recalculé (voir section 6.2.1).

3.1.2 Tirs de mine

L'enregistrement fortuit de tirs de mine pendant les campagnes sismologiques, permet souvent d'obtenir un très bon modèle de vitesse des quelques premiers kilomètres de la croûte terrestre (15km dans notre cas). Les enregistrements de tirs de mine sont parfois difficilement différenciables d'un séisme sur un sismogramme. Un des moyens de les repérer est donc de connaître l'heure à laquelle ils ont eu lieu en se procurant le catalogue de ces tirs auprès des mines concernées. La source de ces tirs étant connue avec exactitude, pour déterminer le modèle de vitesse en couche de la région, il suffit de comparer les temps d'arrivées des ondes P enregistrés aux différentes stations avec le temps théorique calculé dans un modèle de vitesse en couches horizontales. Barrientos et al. [2004] ont ainsi obtenu un modèle de vitesse des ondes P de notre zone d'étude (Figure 3.1).

3.1.3 Programme Velest

Velest est un algorithme développé par Kissling et al. [1994] qui permet la détermination d'un ensemble de modèles de vitesse 1D en couches et la localisation simultanée d'un groupe d'événements dans ces modèles. Basé sur des tests de type essais-erreurs,

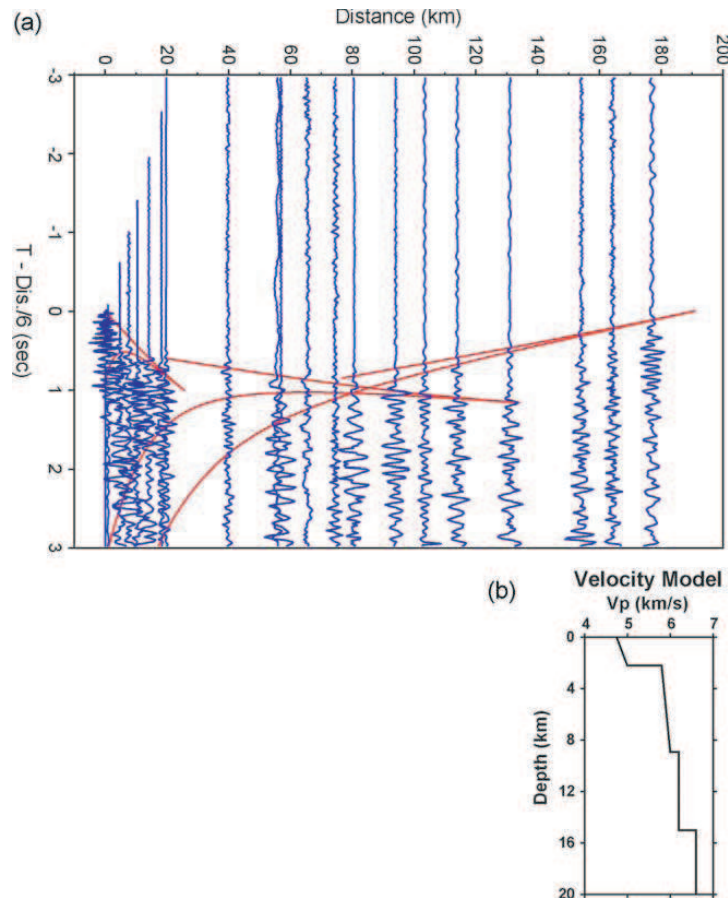


FIG. 3.1: a) Courbes des temps de trajet (ligne rouge) calculées à partir du modèle de vitesse des ondes P en utilisant les tirs de mine de la mine Disputada de Las Condes. Les sismogrammes sont en bleu. L'échelle de temps a été réduite en utilisant une vitesse de 6 km/s. b) modèle de vitesse V_p .

un grand nombre de modèles de vitesse sont testés. C'est dans ces modèles que sont calculés les temps d'arrivée et la localisation théorique des événements. En comparant ces valeurs théoriques aux valeurs observées, il est possible de déterminer les modèles de vitesse en couche qui ajustent au mieux les données. Pour éviter toute incohérence entre certaines données, il est conseillé de débiter avec un petit nombre d'événements, dont la localisation et les pointés sont connus avec précision. Ce petit jeu de données (environ 500 séismes dans notre cas) permet de déterminer un premier ensemble de modèles de vitesse. Le reste des données est ajouté petit à petit et cet ensemble de modèles est modifié en conséquence à chaque ajout, jusqu'à ce que le plus grand nombre de pointés soit pris en compte pour l'obtention d'un modèle de vitesse moyen. Ce modèle de vitesse servira de modèle initial pour la tomographie des écarts de temps d'arrivée. Il représentera la moyenne de l'ensemble des modèles ajustant au mieux l'ensemble de nos données.

3.2 Sélection et jeu de données utilisés

Dans le cadre de cette étude, les modèles initiaux de vitesse (Figure 4.4) sont obtenus à partir de la combinaison de tirs de mines (entre 0 et 15 km de profondeur) et de l'ajustement des données sélectionnées avec VELEST. Le rapport V_p/V_s est déterminé à partir d'un diagramme de Wadati de l'ensemble des données utilisées et est évalué à 1.76. Le diagramme de Wadati est construit pour l'ensemble des couples source-station pour lesquels on a pointé les ondes P et S. A titre d'exemple, La figure 3.2 montre la relation entre t_p et t_s pour un évènement.

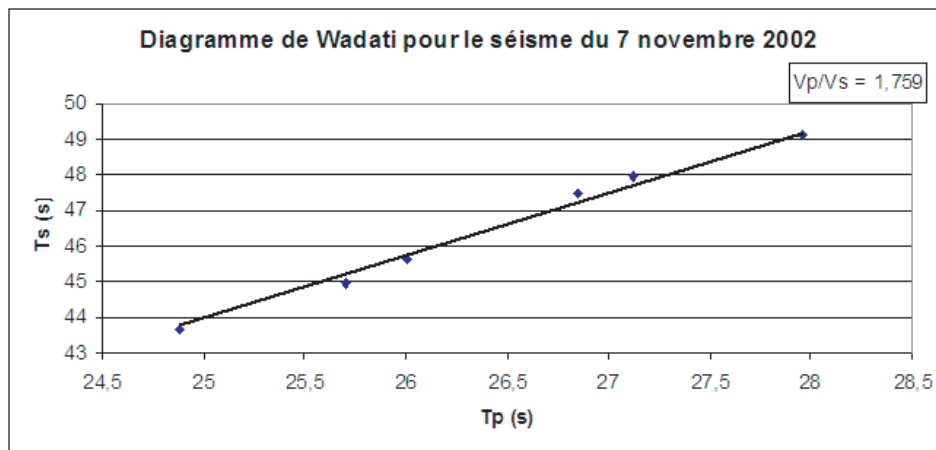


FIG. 3.2: Exemple de diagramme de Wadati qui permet d'obtenir le rapport V_p/V_s . Cas du séisme du 7/11/2002 à 11 h 05 min 16.2 s localisé à 32.350°S 69.708°W à 142.8 km de profondeur.

Les pointés des ondes directes P et S ont été effectués manuellement pour tous les jeux de données. Au final, nous disposons d'environ 65000 temps de premières arrivées (34000 phases P et 31000 phases S) d'évènements situés entre 30°S-38°S et 67°W-72°W issus des campagnes OVA99 et CHARMSME. A titre indicatif, la campagne CHARMSME, à elle seule, regroupe 20000 phases P et 15000 phases S sur une région beaucoup plus petite. Seuls les évènements avec des phases enregistrées à plus de 9 stations pendant les campagnes OVA99 et CHARMSME et pour lesquelles la localisation est fiable ($RMS < 0.25$ Pardo et al. [2002]) sont utilisés. Le mélange de plusieurs jeux de données n'est pas une opération aisée, en particulier parce que la distribution des stations, les acquisitions et les traitements ont été différents.

3.3 Principe de la tomographie en vitesse (ex :TLR3)

La tomographie en vitesse est un problème inverse, c'est à dire que l'on tente de reconstruire un modèle 3D de vitesse des ondes et une localisation des séismes à partir des écarts de temps d'arrivées de ces ondes. L'inversion des données est un processus qui permet, après plusieurs boucles, de minimiser l'écart entre les données expérimentales et

les données calculées. Dans cette étude, les modèles 3D de vitesse et la localisation des hypocentres sont obtenus conjointement en utilisant l'algorithme TLR3 (Latorre et al. [2004], Monteillet et al. [2005]) et les temps d'arrivées d'ondes P et S de séismes locaux enregistrés au cours des différentes campagnes OVA99, CHARSEME.

Le temps de trajet t d'une phase P ou S qui se propage entre une source sismique et une station est calculé en effectuant une intégration du champs de lenteur $u(x, y, z)$ (inverse du champs de vitesse $v(x, y, z)$) le long du rai joignant la source et la station selon la relation :

$$t(source, station) = \int_{source}^{station} \frac{dl}{v(x, y, z)} = \int_{source}^{station} u(x, y, z) dl \quad (3.3)$$

Le tracé des rais entre chaque couple source-station dans le modèle de vitesse, s'effectue en utilisant la méthode développée par Podvin and Lecomte [1991]. Cette méthode basée sur le principe de Huygens, permet de calculer la propagation du front d'onde dans un milieu de vitesse, par approximation en différence finies de l'équation de l'eikonal. Chaque point de ce front d'onde est donc considéré comme une nouvelle source ponctuelle. Une telle approche permet de tenir compte des différents modes de propagation des ondes : premières arrivées, ondes diffractées ou transmises. Dans cette étude on ne considérera que la propagation des ondes directes.

Selon le principe de Fermat, lorsque l'onde rencontre une petite perturbation de lenteur (δu), il en resultera une petite perturbation du temps d'arrivé (δt). On peut donc considérer que le temps d'arrivée t d'une onde enregistrée à une station est le temps qu'aurait mis cette onde pour faire le trajet source-station dans notre milieu initial, plus la petite perturbation de temps engendrée par la petite perturbation de lenteur de la manière :

$$t(source, station) = \int_{source}^{station} u(x, y, z) dl = \int_{source}^{station} u_0(x, y, z) dl + \int_{source}^{station} \delta u(x, y, z) dl \quad (3.4)$$

On fait l'approximation que le rai le long duquel on va intégrer est le même que le rai dans le milieu initial (source-station) :

$$t(source, station) \approx \int_{source_0}^{station_0} u_0(x, y, z) dl + \int_{source_0}^{station_0} \delta u(x, y, z) dl \quad (3.5)$$

$$t(source, station) - t_0(source, station) = \int_{source_0}^{station_0} \delta u(x, y, z) dl \quad (3.6)$$

soit

$$\delta t(source, station) = \int_{source_0}^{station_0} \delta u(x, y, z) dl \quad (3.7)$$

Le champ de perturbation de lenteur $\delta u(x, y, z)$ (ou de vitesse) peut être décrit dans un cube maillé régulièrement en x,y,z. L'espacement entre les cellules de cette grille 3D régulière est déterminée par un "checkerboard test" (voir Section 3.3.2.1). On définit en

chaque noeud (i, j, k) de cette grille une valeur $\delta u_{i,j,k}$. L'interpolation se fait suivant des fonctions de la forme $h_{i,j,k}$ qui vaut 1 quand on est au noeud i, j, k et 0 autre part :

$$\delta u(x, y, z) = \sum_{cube} \delta u_{i,j,k} h_{i,j,k} \quad (3.8)$$

La petite perturbation du temps d'arrivée δt de l'onde s'exprime donc comme suit et ce pour chaque temps d'arrivée des ondes P et S observés :

$$\delta t(source, station) = \int_{source_0}^{station_0} \sum_{cube} \delta u_{i,j,k} h_{i,j,k} dl = \sum_{cube} \delta u_{i,j,k} \int_{source_0}^{station_0} h_{i,j,k} dl \quad (3.9)$$

D'après les équations 3.7 et 3.8 nous pouvons écrire :

$$\frac{\partial t}{\partial u(x, y, z)} = \int_{source_0}^{station_0} dl \quad (3.10)$$

$$= \sum_{cube} \frac{\partial t}{\partial u_{i,j,k}} \frac{1}{h_{i,j,k}} \quad (3.11)$$

D'où :

$$\frac{\partial t}{\partial u_{i,j,k}} = \int_{source_0}^{station_0} h_{i,j,k} dl \quad (3.12)$$

$$\delta t(source, station) = \sum_{cube} \frac{\partial t}{\partial u_{i,j,k}} \delta u_{i,j,k} \quad (3.13)$$

Dans le cas de la tomographie en vitesse, les temps d'arrivées des ondes P et S dépendent également du temps origine (τ) et de la localisation des évènements :

$$\delta t(source, station) = \sum_{p=1}^3 \frac{\delta t}{\delta x_p} \delta x_p + \delta \tau + \delta u \sum_{cube} \frac{\partial t}{\partial u_{i,j,k}} \delta u_{i,j,k} \quad (3.14)$$

où $\frac{\delta t}{\delta x_p}$ sont les dérivées partielles des temps des premières arrivées par rapport aux paramètre de localisation de l'évènement. On obtient donc un système de n équations (n étant le nombre de temps t_p et t_s observés) à m inconnues (les modèles de vitesses V_p et V_s et la localisation et le temps origine des évènements). Ce système peut s'exprimer sous une forme matricielle classique (relation 3.15) ou réécrite sous une forme plus compacte (relation 3.16).

$$\begin{bmatrix} \delta t_1 \\ \delta t_2 \\ \dots \\ \delta t_{n-1} \\ \delta t_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial t_1}{\partial u_1} & & \frac{\partial t_1}{\partial u_m} \\ & \dots & \\ & & \frac{\partial t_n}{\partial u_1} & & \frac{\partial t_n}{\partial u_m} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta u_1 \\ \delta u_2 \\ \dots \\ \delta u_{m-1} \\ \delta u_m \end{bmatrix} \quad (3.15)$$

$$\delta \mathbf{T}_n = \mathbf{G}_{nm} \delta \mathbf{U}_m \quad (3.16)$$

Il est à la fois sous-déterminé (certaines cellules de la grille d'inversion ne sont pas échantillonnées par les rais) et sur-déterminé suivant les zones considérées (beaucoup de rayons passent dans certaines cellules).

La vitesse, la localisation et le temps origine des évènements sont inversés conjointement mais de façon indépendante. Ce système linéaire peut se résoudre au sens des moindres carrés, qui permet de déterminer les paramètres qui ajustent au mieux nos données en cherchant à minimiser l'écart entre les temps observés et les temps calculés. Connaissant un modèle initial a priori, on pourra appliquer une technique de petites perturbations, qui permettra à chaque itération de réduire l'écart entre les temps observés et les temps calculés (Figure 3.3). On obtient ainsi à la fin de chaque itération un nouveau modèle de vitesse pour les ondes P et S dans lesquels on relocalise les évènements.

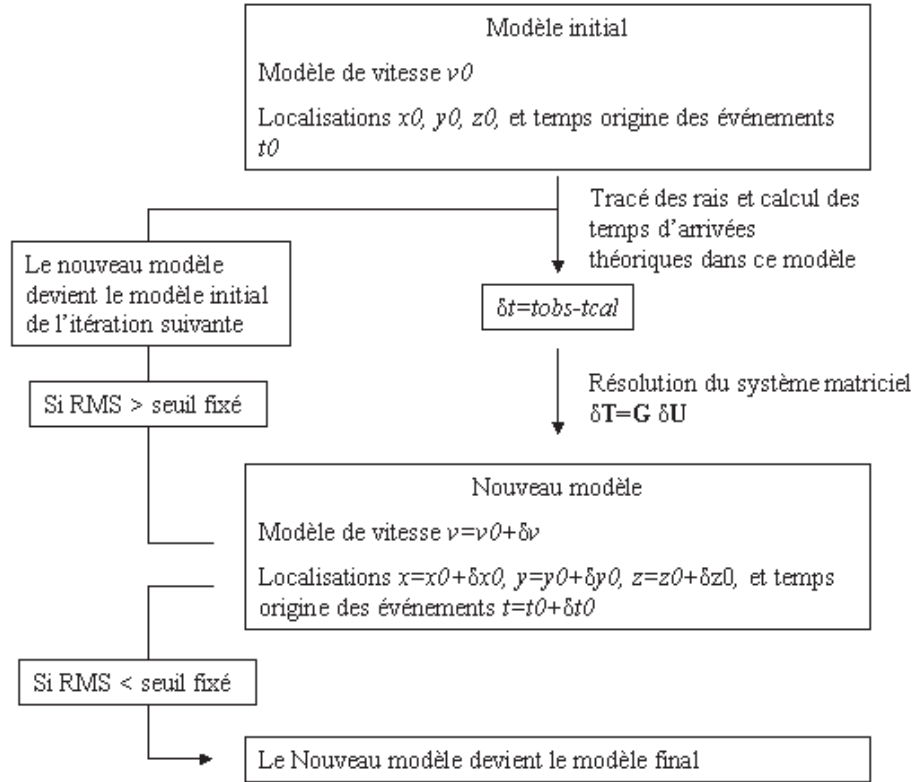


FIG. 3.3: Principe du fonctionnement du programme de Tomographie en vitesse, Localisation et Relocalisation, TLR3.

La RMS (Root Mean Square ou moyenne quadratique) de l'inversion est un indice de similitude entre le profil calculé et le profil mesuré. Cet indice est calculé à la fin de chaque itération à partir de la différence entre le temps observé et le temps calculé.

Comme tout code de tomographie, il existe dans TLR3 un grand nombre de paramètres à ajuster et de tests à réaliser pour obtenir des résultats fiables.

3.3.1 Paramètres de l'inversion

3.3.1.1 Nombre d'itérations

Dans un premier temps nous avons lancé l'inversion avec 50 itérations. Il s'avère qu'au bout de 20 itérations, la RMS de l'inversion est déjà presque constante (Figure 3.4). De plus la résolution du modèle final a tendance à se dégrader si on compare le modèle de vitesse à l'itération 10 et 20 par exemple.

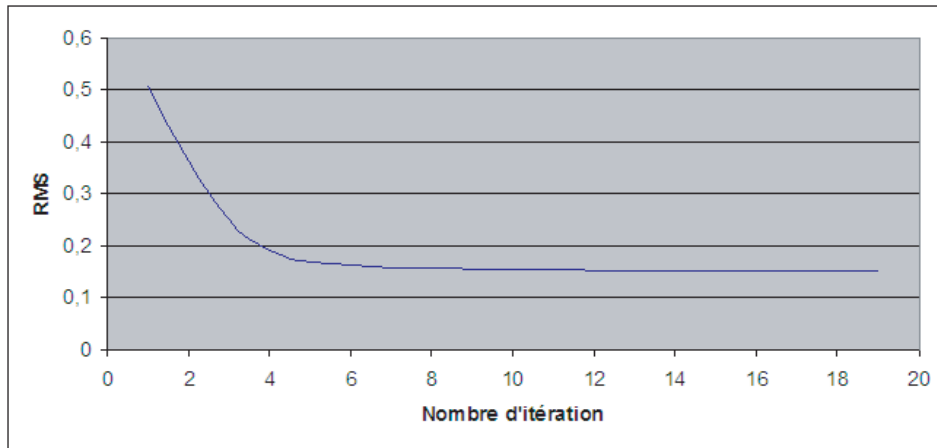


FIG. 3.4: *RMS de l'inversion en fonction du nombre d'itérations.*

Nous avons choisi de considérer les résultats obtenus à la dixième itération, juste au moment où la RMS se stabilise à une valeur constante.

Le but de l'inversion est de réduire au maximum l'écart entre les temps observés et ceux calculés. La Figure 3.5 représente un histogramme de la différence entre t_{obs} et t_{cal} après la première itération (en bleu) et après l'itération 10 (en rouge), pour le jeu de données OVA99-CHARSME.

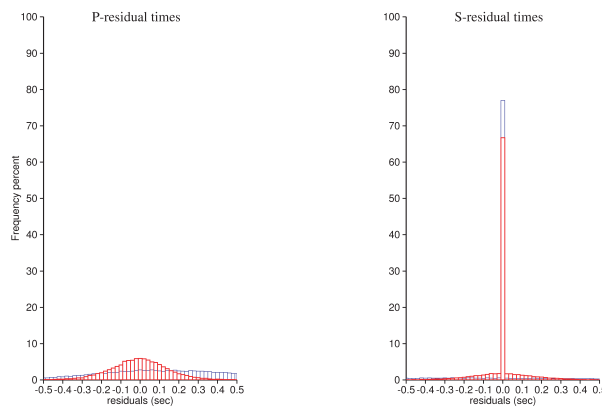


FIG. 3.5: *Histogramme des différences entre t_{obs} et t_{cal} pour les ondes P (a) et les ondes S (b), à la première itération (en bleu) et à la dernière itération (en rouge).*

Nous observons que les différences $t_{obs} - t_{cal}$ pour les ondes S sont nulles pour un grand nombre d'événements. L'histogramme des différences $t_{obs} - t_{cal}$ pour les ondes P est centré sur une différence nulle, mais avec une largeur à mi-hauteur de 0.15 s. Néanmoins si on compare les différences à la première itération avec celles à l'itération 10, on remarque que celles ci ont été réduites de manière significative.

3.3.1.2 Paramètre de damping

Le paramètre de damping permet de contrôler la vitesse de convergence de l'inversion. Dans le cas d'un paramètre de damping élevé (de l'ordre de 1 ou 10) la convergence est lente et le nombre d'itérations nécessaires pour obtenir une valeur de RMS à peu près constante, est grand. Pour chaque jeu de données, nous avons testé différentes valeurs de damping. La valeur retenue est celle pour laquelle la décroissance de la RMS est la plus régulière et se stabilise autour de 5-10 itérations, soit 0.5 dans le cas des campagnes OVA99-CHARSME (figure 3.6).

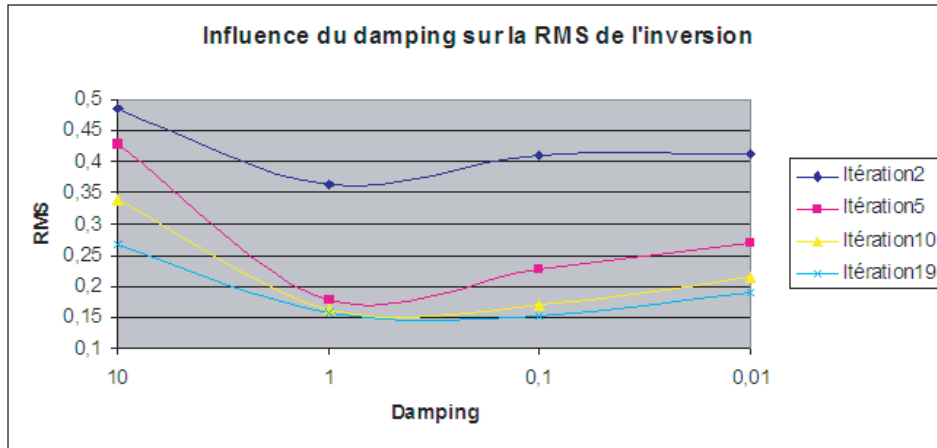


FIG. 3.6: Influence du damping sur la valeur de la RMS de l'inversion suivant l'itération considérée pour les données des campagnes OVA99-CHARSME.

3.3.1.3 Domaine de variation des paramètres de l'inversion

Un des paramètres les plus important dans cette inversion est la perturbation maximale que nous appliquerons au modèle de vitesse et aux localisations des événements, à chacune des itérations. La perturbation de vitesse, de localisation et du temps origine ne doit pas être trop grande de façon à rester dans l'approximation des petites perturbations lors de l'inversion.

La variation maximale par itération sur la localisation et le temps origine des événements (latitude, longitude, profondeur, et t_0) est volontairement petite (respectivement 500 m pour la localisation et 0.2 s pour le temps origine). En effet, nous considérons que les localisations initiales sont suffisamment précises, pour que les différences de temps d'arrivées soient uniquement dues aux anomalies de vitesse rencontrées lors du trajet des ondes. Les variations de vitesse des ondes sont fixées à 1500 m/s pour les ondes P et à 850 m/s pour les ondes S.

3.3.1.4 Pondération entre les ondes P et S

Les temps d'arrivée des ondes P et S sont inversés conjointement. Lors des pointés manuels, il est plus facile de repérer avec précision l'arrivée des ondes P par rapport à celle des ondes S. Si nous notons C_p , le poids des ondes P et C_s , le poids des ondes S, il est donc judicieux de donner plus de poids aux temps d'arrivée des ondes P (C_p petit) qu'à ceux des ondes S (C_s grand). Le tout est de savoir quel est le rapport optimum C_p/C_s .

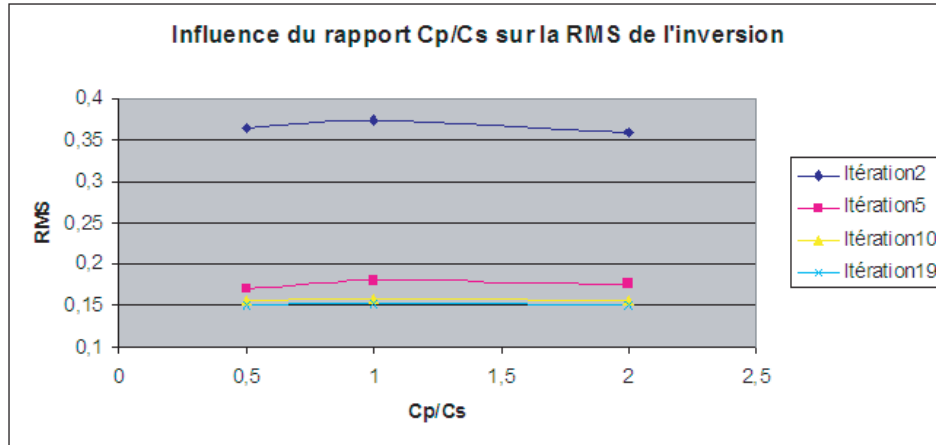


FIG. 3.7: Influence du rapport C_p/C_s sur la valeur de la RMS de l'inversion suivant l'itération considérée pour les données des campagnes OVA99-CHARSME.

D'après la figure 3.7, nous remarquons que le rapport C_p/C_s a peu d'influence sur la RMS de l'inversion. Néanmoins, en s'appuyant sur le choix du nombre d'itérations de l'inversion (dans le cas présent, 5 itérations), nous avons choisi un rapport C_p/C_s égal à 0,5, pour lequel la RMS de l'inversion est légèrement plus petite que pour les autres rapports.

3.3.2 Tests de l'inversion

3.3.2.1 "Checkerboard Test"

Le "Checkerboard test" permet de déterminer la taille optimale des cellules de la grille d'inversion, en tenant compte de la géométrie source-station propre au jeu de données utilisé. On ajoute aux modèles finaux de vitesse des ondes P et S une perturbation alternativement positive et négative en chaque noeud de la grille d'inversion (3.8 a et 3.9 a). Les rais, ainsi que des temps synthétiques, sont calculés dans ce modèle de vitesse perturbé. On effectue ensuite l'inversion avec comme données initiales les modèles de vitesse non perturbés et les temps synthétiques calculés dans le modèle perturbé. Dans le cas des Figures 3.8 b, c et 3.9 b, c), le "Checkerboard test" est très bien retrouvé. L'amplitude des anomalies est très proche de celle des perturbations initiales, et les anomalies positives et négatives sont bien distinctes. Ce "Checkerboard test", réalisé pour les campagnes OVA99-CHARSME, nous permet de choisir une espacement horizontal de 40km et un espacement vertical de 10 km pour la taille optimale de notre grille d'inversion (Figure 3.10).

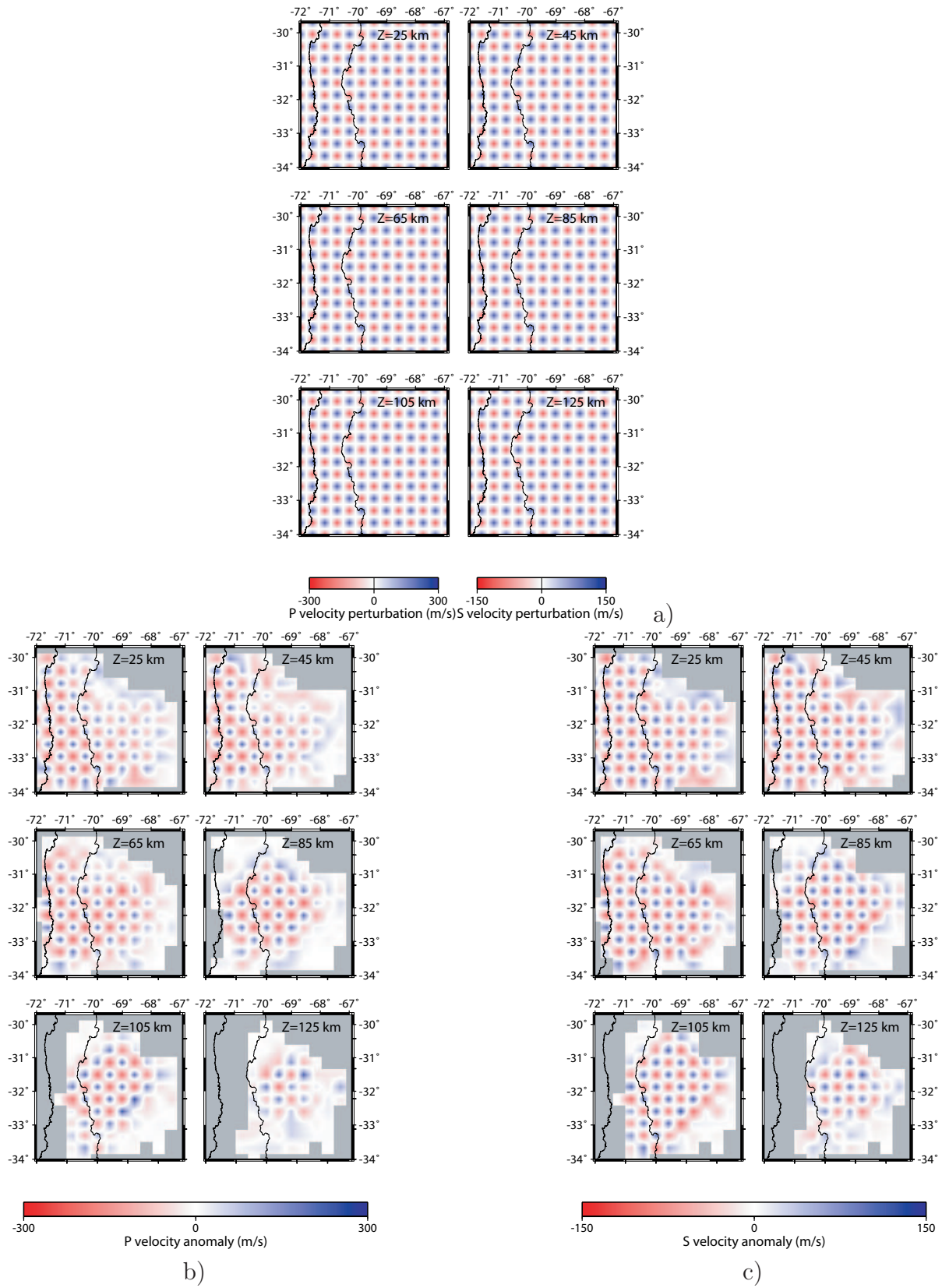


FIG. 3.8: "Checkerboard test" pour les modèles de vitesse des ondes P et S représentés en coupe à 25 km, 45 km, 65 km, 85 km, 105 km et 125 km de profondeur. Les perturbations initiales sont représentées en a) et le résultats de l'inversion en b) pour les ondes P et c) pour les ondes S . Les distances horizontales et verticales entre les noeuds sont 40 km et 10 km respectivement. Les zones grises représentent les régions non traversées par au moins un rai, et donc non résolues.

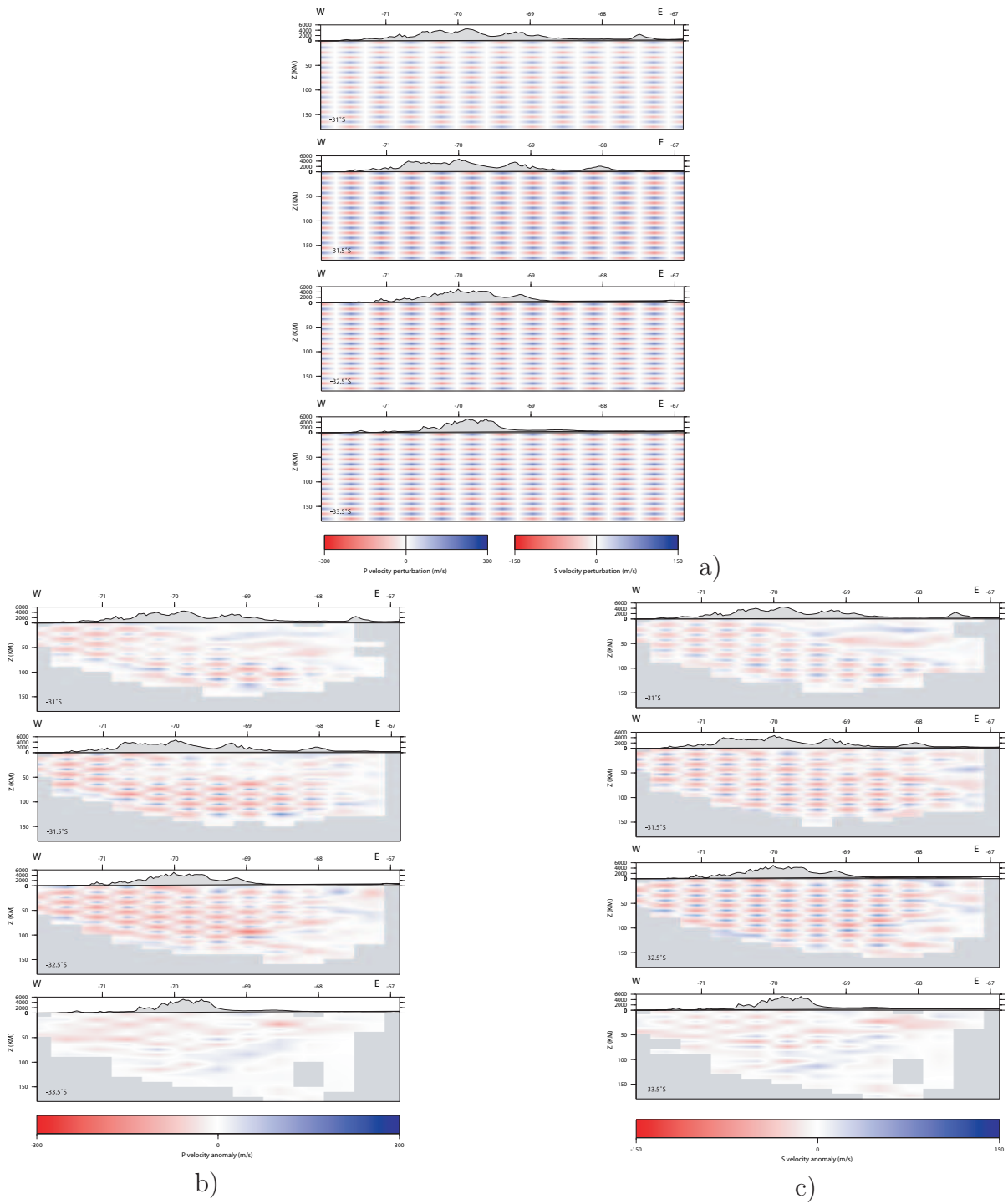


FIG. 3.9: De même que pour la figure 3.8, mais pour des coupes Est-Ouest aux latitudes 31°S, 31.5°S, 32.5°S et 33.5°S.

3.3.2.2 "Spike Test"

Le "spike test" est un moyen de contrôler qu'une anomalie n'est pas un artefact de l'inversion. En pratique on ajoute une petite perturbation au modèle final de vitesse, à

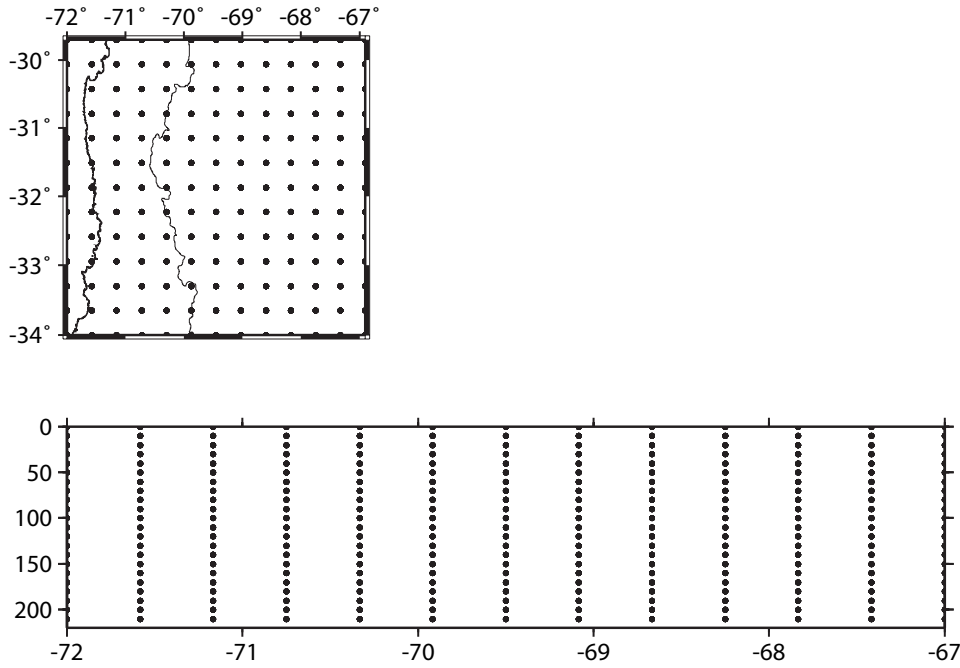


FIG. 3.10: Grille d'inversion de la tomographie en vitesse pour les données des campagnes OVA99 et CHARME. Les noeuds de la grille sont espacés de 40 km horizontalement et de 10 km verticalement.

l'emplacement de l'anomalie que l'ont veut vérifier. On calcule ensuite les temps théoriques dans ce nouveau modèle de vitesse. Ces temps sont ensuite inversés pour essayer de retrouver la perturbation ou "spike". Si le "spike" est correctement retrouvé en amplitude et en localisation, on considérera qu'il en est de même pour l'anomalie observée. Chaque anomalie est ainsi testée séparément. La Figure 3.11 représente le "spike test" réalisé sur l'anomalie de vitesse négative des ondes P et S observées sous les édifices volcaniques actifs à 33.5°S-70°W. Globalement la forme du spike est bien retrouvée même si on observe un léger étalement vertical de l'anomalie. L'amplitude est très proche de celle du "spike" initial (Figures 3.11 1a et 2a) et est mieux contrainte dans le cas des ondes S (Figures 3.11 1c et 2c) que dans celui des ondes P (Figures 3.11 1b et 2b).

3.3.2.3 La Résolution

Dans cette étude, la tomographie en vitesse utilise l'algorithme des moindres carrés, LSQR (Paige and Saunders [1982]), qui ne calcule pas directement la résolution du problème. Cependant un "spike" test répété en chaque noeud du modèle final, nous permet d'évaluer le taux de confiance qu'on peut attribuer à nos résultats. La construction rigoureuse de cette résolution nécessite une inversion complète du modèle pendant 10 itérations au minimum (suivant les résultats de la section 3.3.1.1) et ce pour chacun des noeuds de la grille. La partie du programme prenant le plus de temps étant le tracé des rais, le temps de calcul nécessaire s'élèverait ainsi à plusieurs mois. Néanmoins pour réduire la durée du calcul, il n'est pas vraiment nécessaire de recalculer les rais dans le modèle de vitesse perturbé par les "spikes". En effet, la valeur des anomalies ajoutées au

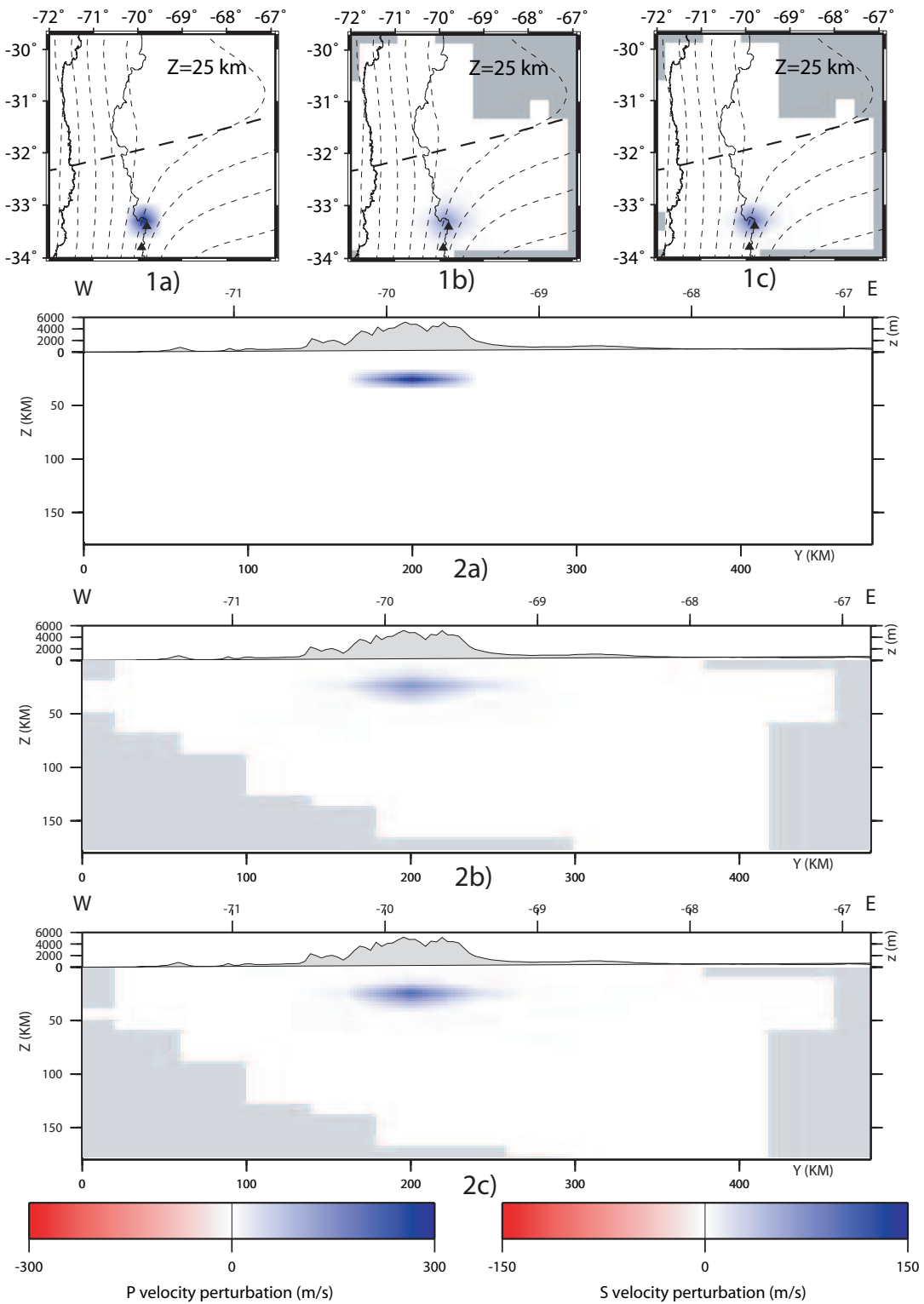


FIG. 3.11: "Spike test" de l'anomalie de vitesse sous les volcans actifs à 33.5°S - 70°W . Le "spike initial" est représenté en plan (25 km de profondeur) et en section (33.5°S) respectivement sur les figures 1a) et 2a). Les figures 1b) et 2b) sont les résultats obtenus dans le cas des ondes P et les figures 1c) et 2c) dans le cas des ondes S.

modèle initial de vitesse, est suffisamment grande pour pouvoir être résolue par l'inversion, mais assez petite pour qu'elle ne perturbe pas le trajet des ondes. Ainsi la résolution peut être calculée beaucoup plus rapidement.

A la Figure 3.12, qui représente la résolution pour les données des campagnes OVA99-CHARSME, nous observons que la diagonal de la résolution vaut 1 ce qui indique que l'amplitude des perturbations est retrouvée à 100%. De plus, nous remarquons que les perturbations ne s'étendent pas horizontalement ou verticalement.

3.4 Résultats

3.4.1 Relocalisation des évènements

A chaque itération, le programme de tomographie relocalise les évènements dans le nouveau modèle de vitesse. La Figure 3.13 montre la différence de longitude, latitude et profondeur, ainsi que les différences de temps origine des évènements entre la première itération de l'inversion. Ici l'intervalle de variation maximum de la localisation était fixé à 5 km (500 m par itération et nous sommes à l'itération 10). Si pour la longitude et la latitude, cet intervalle semble suffisant (peu d'évènements ont une localisation à l'itération 10 qui diffère de + ou - 5 km de leur localisation initiale), en revanche pour la profondeur, cet intervalle pourrait être élargi au vu du grand nombre d'évènements "bloqués" à une différence de -5 km. Cependant nous avons considéré que la localisation initiale des évènements était très bonne, et préféré très peu modifier ces localisation de sorte que les différences de temps d'arrivées soient essentiellement le résultats des anomalies de vitesses rencontrées.

Il est également possible de n'utiliser TLR3 que pour relocaliser les évènements. Dans ce cas, le modèle de vitesse reste inchangé au cours des itérations, seule la localisation des séismes et leur temps origine seront perturbés.

3.4.2 Interprétation

3.4.2.1 Campagne OVA99-CHARSME

Les modèles 3D de vitesse déterminés dans cette étude sont présentés aux Figures 3.14 à 3.19. Les perturbations de vitesse $\Delta V_p(\%)$ et $\Delta V_s(\%)$ indiquées sur ces figures sont calculées par rapport à notre modèle initial de vitesse. Le changement de pendage de la subduction étant très rapide, nous avons donc choisi de faire des coupes Est-Ouest très rapprochées de façon à suivre l'évolution spatiale des vitesses des ondes entre la partie plate (30°-31.5°S), la zone de transition (31.5°-32.5°S) et la partie pentue (32.5°-34°S) de la zone de subduction.

La plaque plongeante

Sur les figures 3.17 à 3.19, on remarque que la sismicité est localisée essentiellement à la surface de la plaque plongeante. Très peu d'évènements ont été enregistré dans le

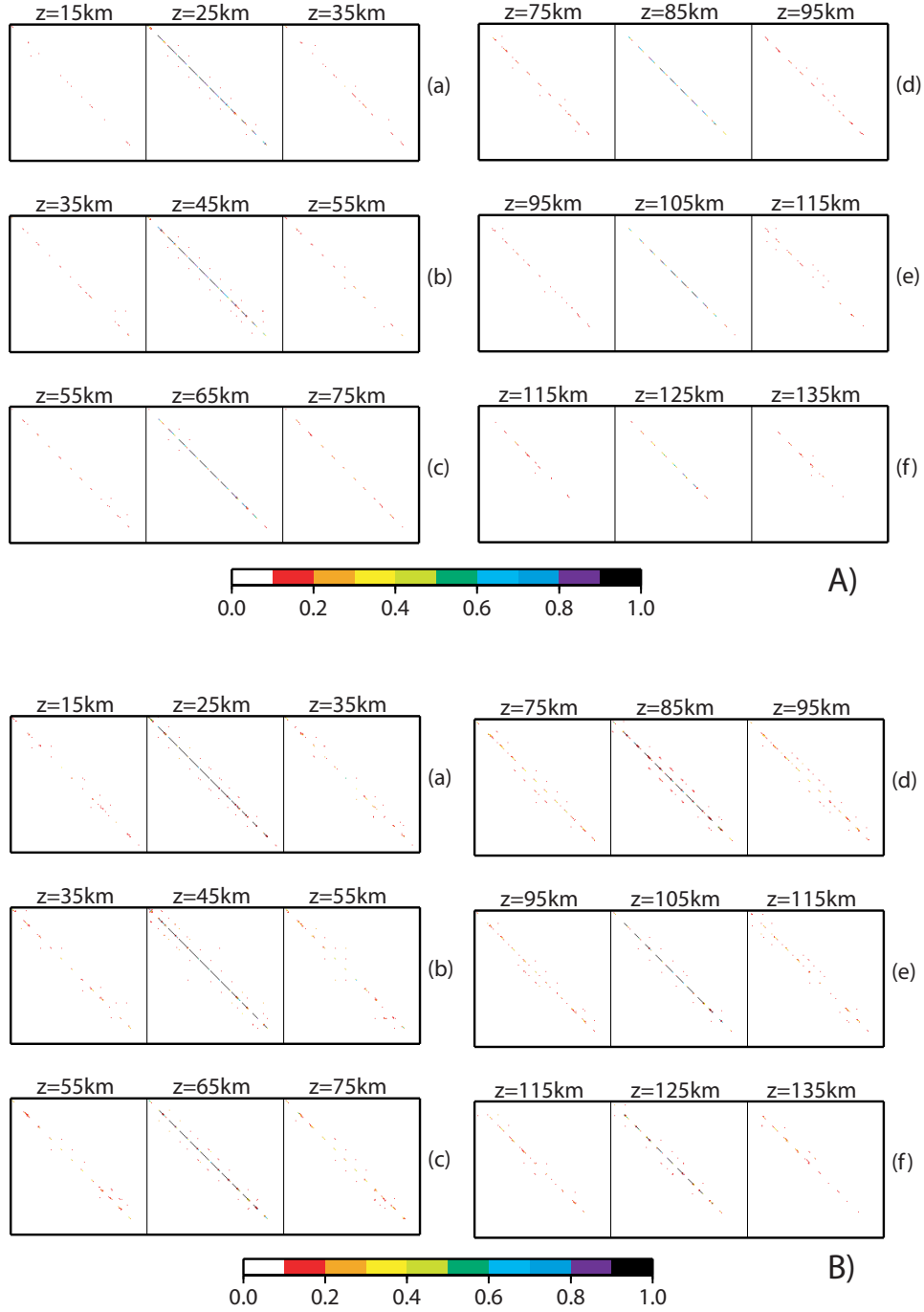


FIG. 3.12: Résolution des vitesses, A) des ondes P, B) et des ondes S. Pour chaque profondeur, nous avons représenté l'amplitude retrouvée des spikes, ainsi que leur influence sur les couches supérieures et inférieures à 10 km de part et d'autre. L'échelle de couleur indique si l'amplitude du spike est retrouvée au bon endroit (sur la diagonale) et avec la même amplitude (en noir pour 100% d'amplitude retrouvée).

manteau océanique sous-jacent. De ce fait, peu de trajets source-station recoupent ce manteau et la partie inférieure de la plaque subductée, ce qui nous empêche d'observer

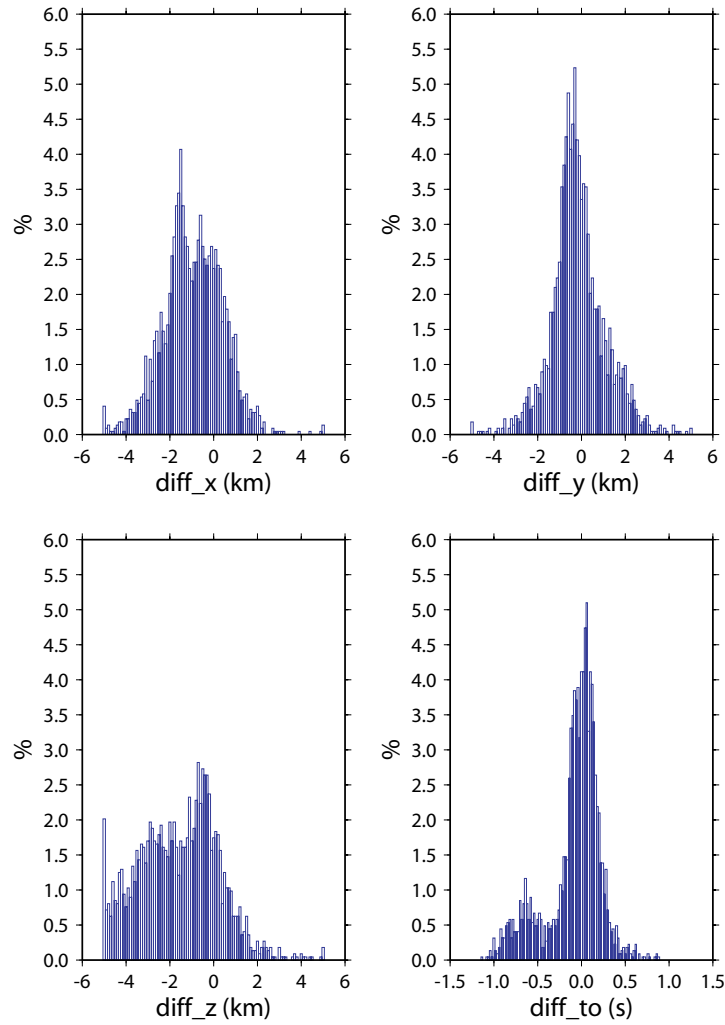


FIG. 3.13: *Histogramme des différences entre la localisation initiale et le temps origine des évènements et la localisation et le temps origine de ces mêmes évènements à l'itération 10, pour les campagnes OVA99 et CHARSE.*

des anomalies de vitesse associées à ces structures. Néanmoins, en ce qui concerne la surface de la plaque océanique, nous remarquons qu'aucune anomalie de vitesse n'y est associée dans la partie de subduction pentue (à 32.5°S et 33.5°S), alors que nous y observons des vitesses rapides des ondes P et S et un rapport V_p/V_s faible dans la région de subduction plate (31°S et 31.5°S). A ces latitudes, la plus faible valeur du rapport V_p/V_s (1.69) coïncide avec la présence de la ride Juan Fernandez à la surface de la plaque plongeante (vers 69°W) et avec le bombement de la plaque avant qu'elle retrouve un pendage "normal". Sur les Figures 3.14 à 3.16, nous observons des anomalies de vitesses complètement différentes suivant que nous nous situons au nord ou au sud du passage de la ride et ce pour la plupart des profondeurs. L'exemple le plus évident est le rapport V_p/V_s qui est quasiment constant et relativement élevé au sud du passage de la ride, alors qu'il est faible et variable au nord.

La région côtière (72°W-71°W)

Aux latitudes 31-31.5°S, la région côtière est caractérisée en surface par des vitesses P et S rapides et un rapport Vp/Vs faible. A 32.5°S de latitude (Figures 3.17, 3.18 et 3.19), à la limite de la Cordillère occidentale (71°W), la croûte est caractérisée par des vitesses d'ondes P et S très rapides et un rapport Vp/Vs faible qui coïncident avec un essaim de sismicité vers 20 km de profondeur. C'est à cette latitude qu'entre en subduction la ride de Juan Fernandez, il est possible que l'entrée en subduction de cette ride augmente les contraintes qui s'exercent dans la plaque supérieure et génère un certain nombre de séismes localisés dans cette zone de faiblesse de la croûte.

La cordillère occidentale (71°W-70°W), la cordillère principale et la précordillère (70°W-69°W)

La région de la Cordillère Occidentale est caractérisée dans la région de subduction plate (30°S-32°S) par des vitesses d'ondes P et S très lentes dans la croûte, et par un faible rapport Vp/Vs vers 40 km de profondeur : vers 60 km de profondeur, les vitesses des ondes sont lentes mais le rapport Vp/Vs est fort. Des vitesses des ondes faibles et un rapport Vp/Vs également faible sont la signature de fluides riches en eau (Nakajima [2001] et Hacker et al. [2003a], Hacker et al. [2003b]) ; le fort rapport Vp/Vs est lui caractéristique de la présence de fusion partielle. D'après Mahlburg Kay and Abruzzi [1996], le volcanisme dans cette région se serait arrêté vers 4-5 Ma, alors que Bissig et al. [2002] ont daté, plus au nord (30°S), des roches magmatiques dont l'origine probable serait une fusion partielle d'anatexie à la base de la croûte continentale (soit la fusion de roches métamorphiques qui se seraient formées lors de l'épaississement de la croûte continentale à 70°W). Or ce type de volcanisme ne produit que de petites quantités de magma, la taille très importante de notre anomalie supposerait des quantités de fusion partielle impossible à obtenir avec l'anatexie, qui produit de petites quantités de fusion partielle. Nous observons des vitesses rapides et un fort rapport Vp/Vs dans le coin mantellique, qui suggèrent un manteau plus froid dans la zone de subduction plate, alors que les vitesses sont beaucoup plus lentes dans la zone de subduction pentue, en accord avec un coin mantellique chaud.

Dans la région de subduction pentue, sous les édifices volcaniques actifs (Figures 3.17, 3.18 et 3.19 à 33.5°S), la croûte est caractérisée par des vitesses des ondes P et S très lentes ($-5^\circ/\circ$) et un rapport Vp/Vs fort, signature caractéristique de la fusion partielle. Cependant, aucune anomalie de vitesse pouvant être interprétée comme la source de cette fusion n'est visible dans le manteau.

La Précordillère (69°W-67.2°W) et les Sierras Pampeanas (67.5°W-66.8°W)

A 31.5°S et 68°W, la croûte continentale inférieure est caractérisée par des vitesses d'ondes P et S lentes. Il existe sous la Sierra Pie de Palo, un système de failles mis en évidence par une sismicité importante jusqu'à 35km de profondeur (Régnier et al. [1992]), ces failles se connecteraient à la base de la croûte continentale (Ramos et al. [2002]) et

pourraient faciliter la circulation des fluides.

On observe, à 31.5°S, des vitesses P et S rapides sous la partie occidentale du bloc accréte de Cuyania (69°-67.2°W), de la base de la croûte continentale jusqu'à la surface, et un rapport V_p/V_s de l'ordre de 1.74. Le manteau sous jacent, situé entre la base de la croûte continentale et la plaque subductée, présente des vitesses très lentes et un rapport V_p/V_s faible (Figures 3.17, 3.18 et 3.19 section à 31.5°S). Les limites, très verticales, est et ouest de cette anomalie coïncident avec l'emplacement de sutures majeures du bloc accréte de Cuyania (Ramos et al. [2002] Vujovich et al. [2004a]) qui sont indiquées par des ceintures d'ophiolites. Une de ces ceintures d'ophiolite est effectivement observée à la limite Précordillère-Pie de Palo (Ramos [2004]). La terrane de Cuyania s'étend grossièrement de 29°S à 38°S, mais avec nos données nous n'observons d'anomalies de vitesse associées à ces terrains qu'autours de 31.5°S.

La région couverte par les campagnes OVA99-CHARSME est limitée à la région de subduction plate, et la zone de transition. Même si les données enregistrées pendant ces deux campagnes couvrent aussi une partie de la région de la subduction pentue, le "checkerboard test" (Figure 3.9 section à 33.5°S) y est assez mauvaise. Il est donc difficile de comparer la partie pentue et la partie plate de cette zone de subduction en terme d'anomalies de vitesse. La campagne CHARGE couvre, elle, une région beaucoup plus importante (de 28°S à 37°S environ).

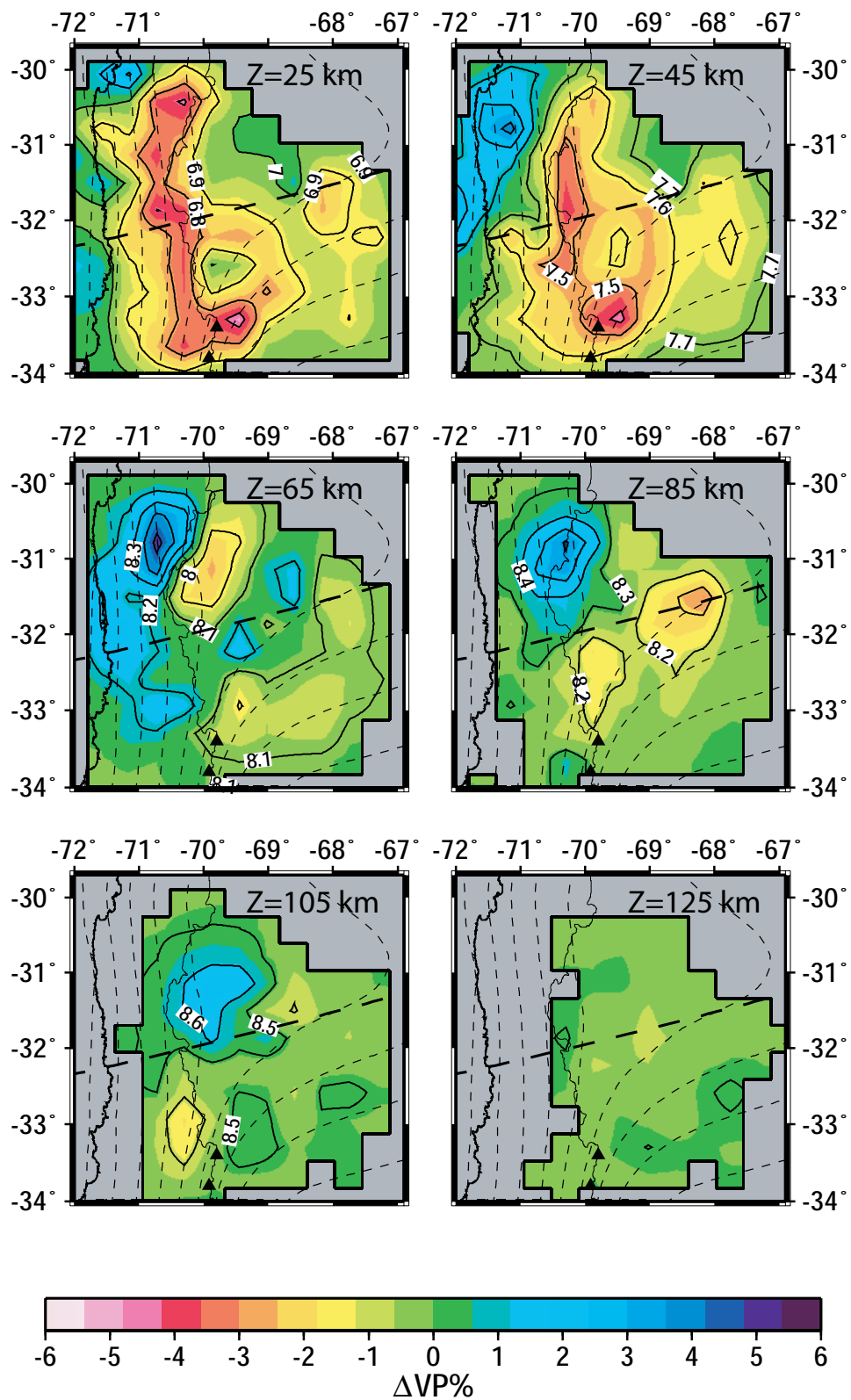


FIG. 3.14: Coupes en profondeur du modèle final de vitesse des ondes P. Les contours du slab sont de Pardo et al. [2003], la ligne en pointillés représente la trace de la ride de Juan Fernandez et les triangles noirs indiquent l'emplacement des volcans actifs. Pour chaque coupe à une profondeur Z . Les zones grises représentent les cellules ne contenant aucun rai. L'échelle de couleur indique l'amplitude des anomalies de vitesse (en $\%$ par rapport au modèle initial de vitesse), mais pour faciliter l'interprétation, les valeurs absolues des anomalies (tous les 0.1 km/s) sont indiquées sur le contour des anomalies.

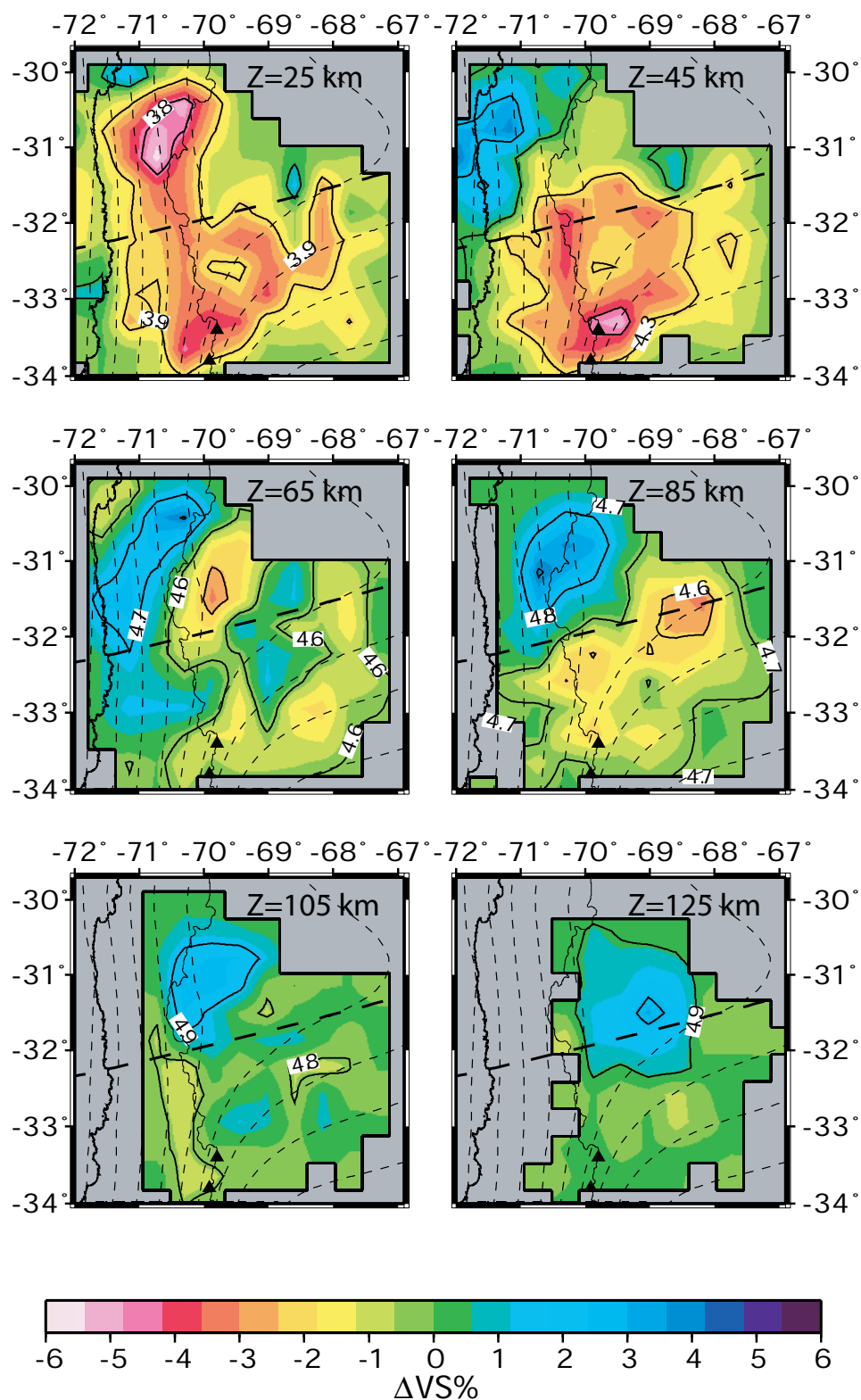


FIG. 3.15: De même que pour la Figure 3.14, mais dans le cas du modèle final de vitesse des ondes S .

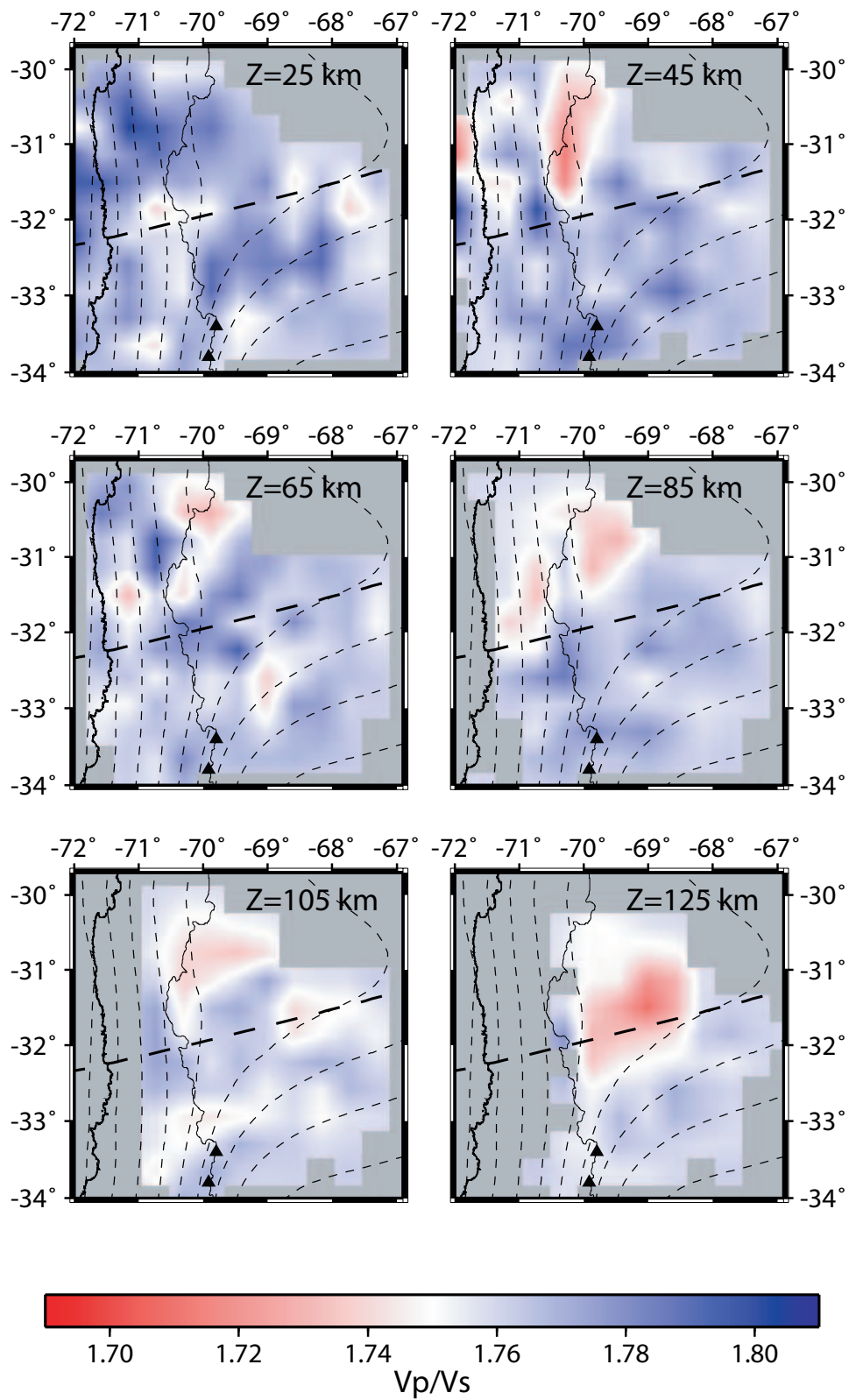


FIG. 3.16: De même que pour la Figure 3.14, mais dans le cas du rapport V_p/V_s .

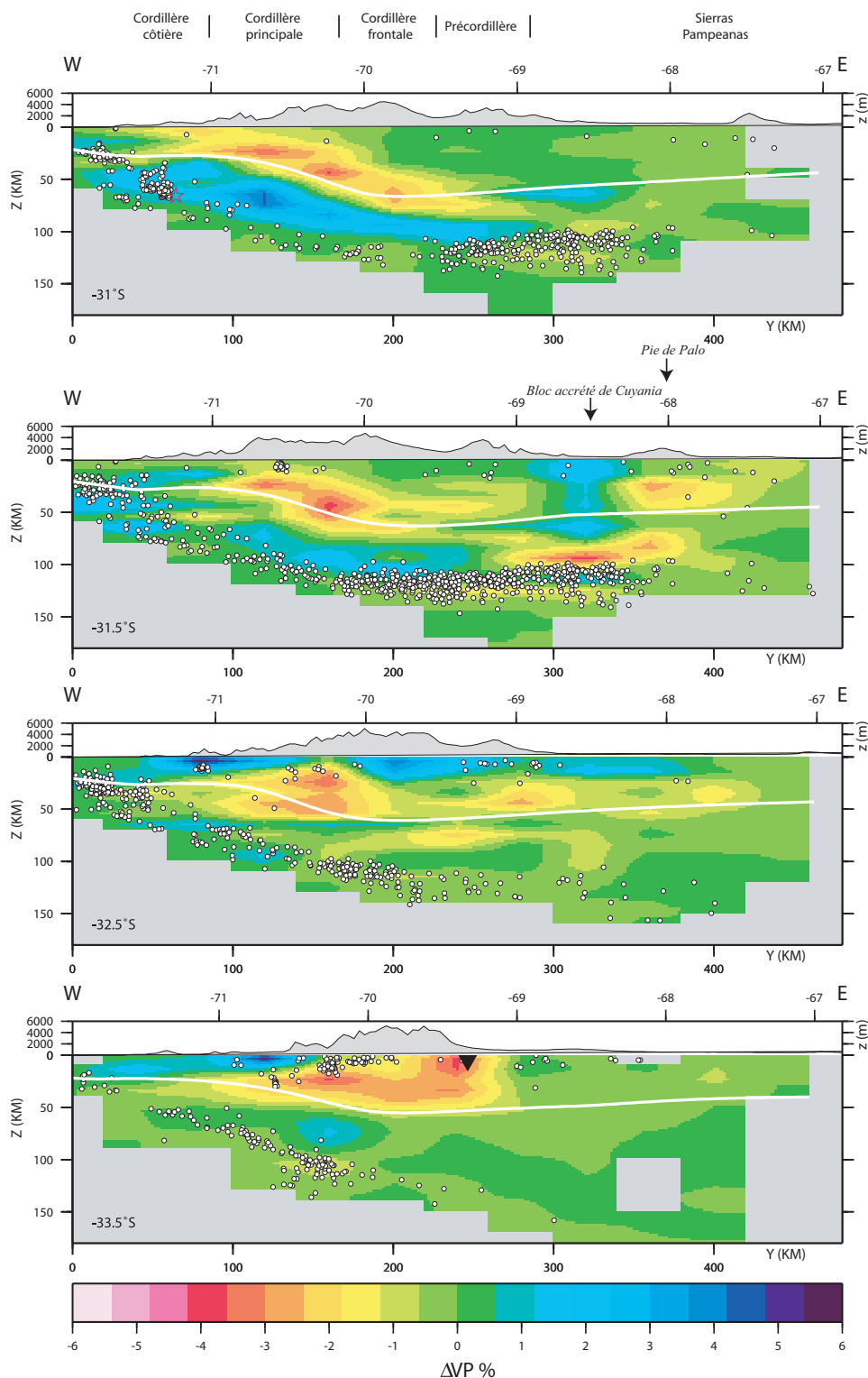


FIG. 3.17: Coupes Est-Ouest du modèle final de vitesse des ondes P. L'échelle de couleur indique l'amplitude des anomalies de vitesse dans la région du séisme de Punitaqui (31°S) et de la subduction plate (31.5°S), dans la zone de transition (32.5°S) et dans la région de subduction pentue (33.5°S). La profondeur du Moho (ligne blanche) est issue des travaux de Tassara [2005]. Les zones grises représentent les cellules ne contenant aucun rai. Les cercles blancs indiquent la localisation des événements utilisés pour la tomographie. Le séisme de Punitaqui du 15 octobre 1997 (M_w 7.1) est représenté par une étoile rouge sur la coupe à 31°S . Les volcans quaternaires actifs sont représentés par des triangles noirs renversés. La topographie a été ajoutée sur chaque coupe avec une exagération verticale.

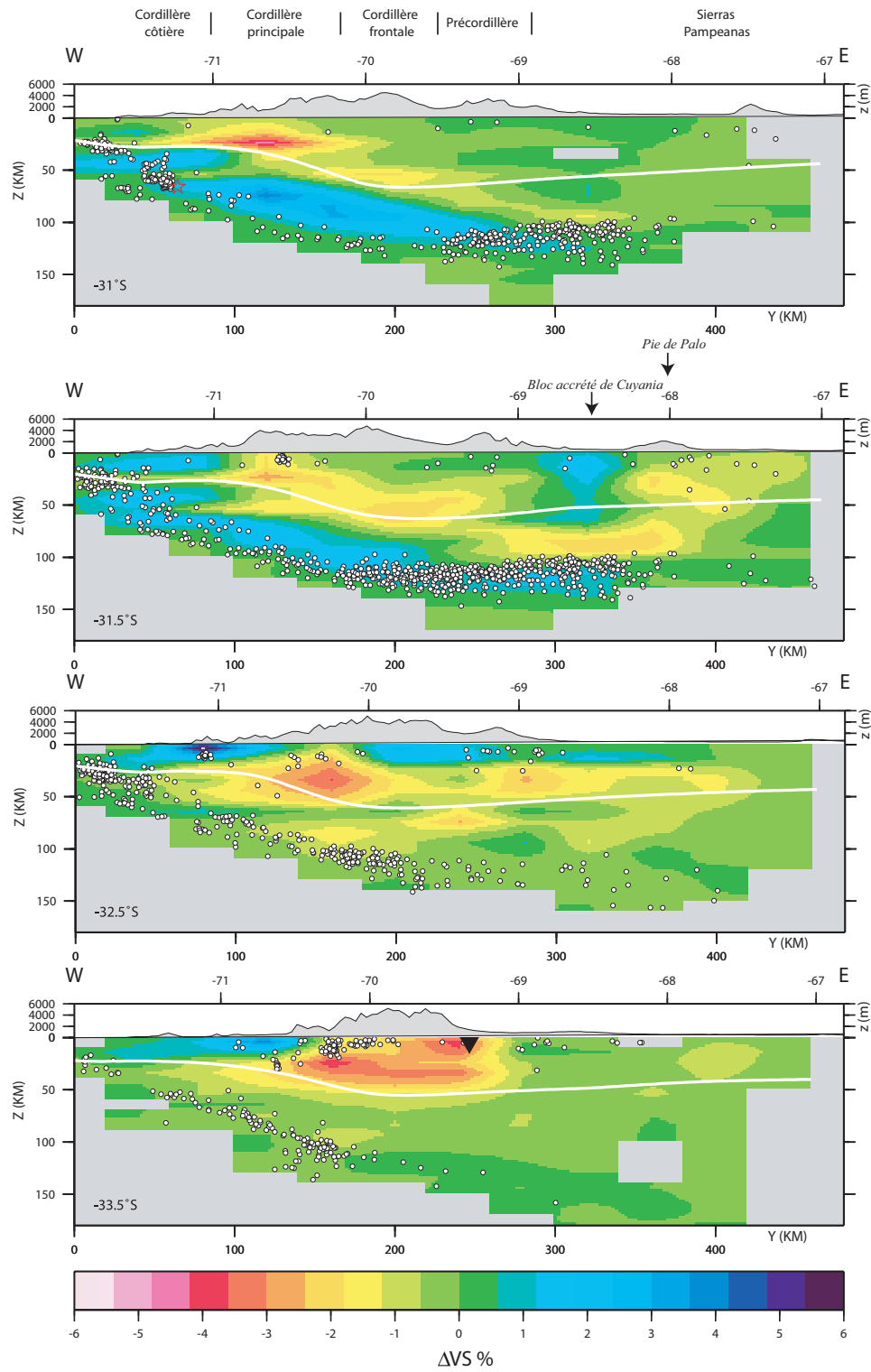


FIG. 3.18: De même que pour la Figure 3.17, mais dans le cas du modèle final de vitesse des ondes S .

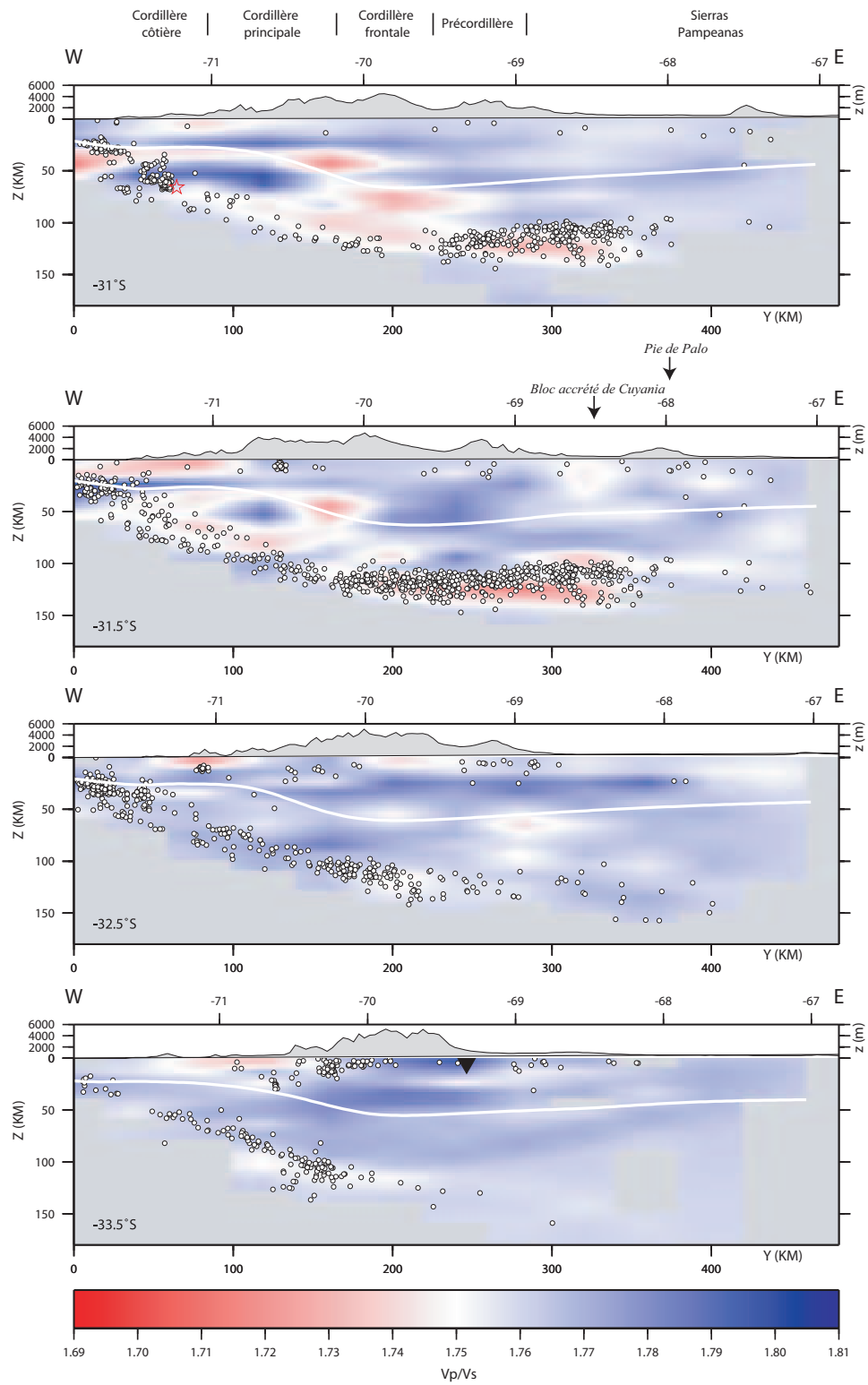


FIG. 3.19: De même que pour la Figure 3.17, mais dans le cas du rapport V_p/V_s .

3.4.2.2 Campagne CHARGE

Nous avons, effectué une tomographie en vitesse avec les données de la campagne CHARGE, en utilisant le programme TLR3. Comme modèle de vitesse initial, nous avons choisi le meilleur modèle 1D obtenu en utilisant le code Velest (Kissling et al. [1994]) (Figure 4.4). Nous avons dû réajuster la valeur des paramètres pour l'inversion et la résolution avec ce jeu de données.

Paramètre de damping et RMS

La RMS de l'inversion se stabilise autour de 5-10 itérations. Sur la figure 3.20, nous observons que le damping qui minimise la RMS pour les itérations 5 et 10, vaut 0.8. Cette valeur de damping est légèrement plus élevée que celle utilisée dans le cadre des données OVA99-CHARSME. La RMS finale de l'inversion est elle aussi un peu supérieure, ce qui indique que la différence entre les temps observés et les temps calculés est plus grande dans le cas des données de la campagne CHARGE.

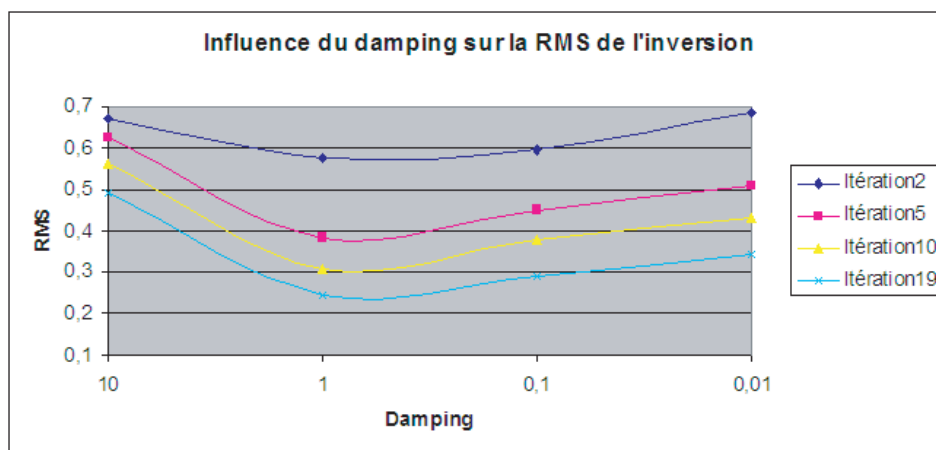


FIG. 3.20: Influence du damping sur la valeur de la RMS de l'inversion suivant l'itération considérée pour les données de la campagne CHARGE.

Domaine de variation des paramètres de l'inversion

Dans l'objectif de pouvoir comparer les résultats tomographiques en vitesse, obtenus indépendamment à partir des données des différentes campagnes, nous avons jugé judicieux d'utiliser les mêmes domaines de variation des paramètres de localisation et temps origine des séismes ainsi que le domaine de variation de la vitesse des ondes P et S (voir Section 3.3.1.3).

Pondération entre les ondes P et S

Comme observé dans le cadre des données des campagnes OVA99 et CHARSME, le rapport C_p/C_s a peu d'influence sur la RMS de l'inversion (Figure 3.21). Pour des raisons similaires à celle évoquées à la section 3.3.1.4, nous prendrons ce rapport égal à

0.5.

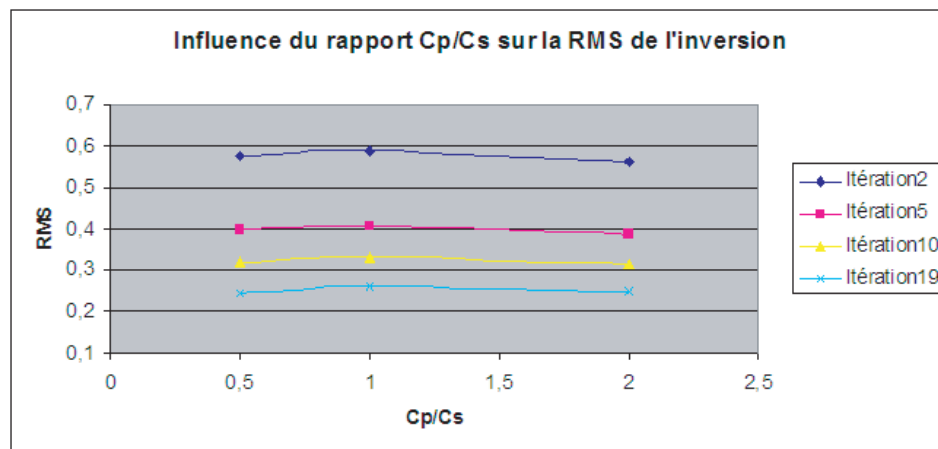


FIG. 3.21: Influence du rapport C_p/C_s sur la valeur de la RMS de l'inversion suivant l'itération considérée pour les données de la campagne CHARGE.

"Checkerboard Test"

Les résultats "Checkerboard Test" des données de la campagne CHARGE sont présentées sur les figures 3.22 et 3.23. La grille d'inversion qui sera utilisée par la suite est fixée à 80 km horizontalement et 20 km verticalement (Figure 3.24). Il apparaît que le "Checkerboard" n'est pas retrouvé dans la croûte continentale.

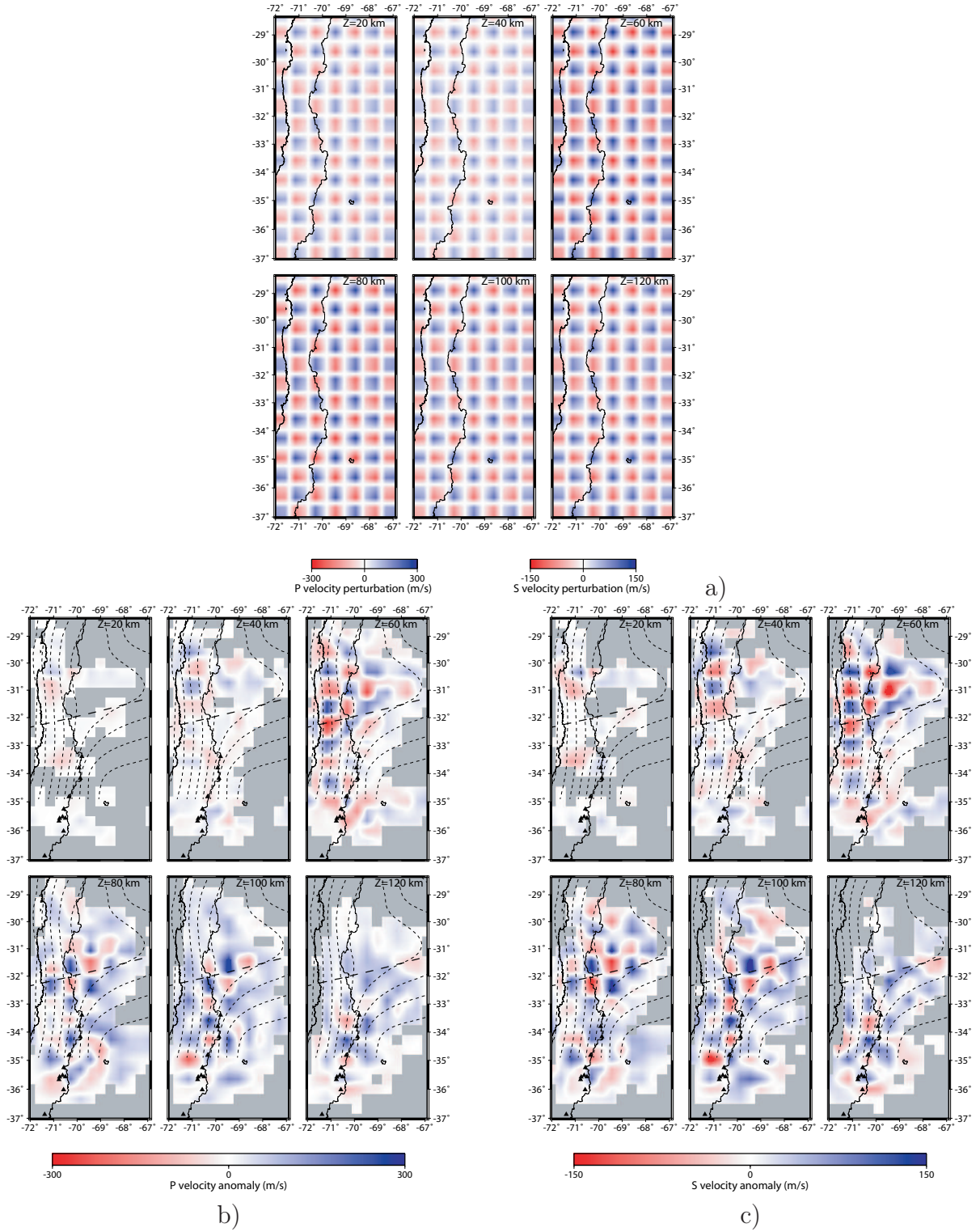


FIG. 3.22: "Checkerboard test" pour les modèles de vitesse des ondes P et S représentés en coupe à 25 km, 45 km, 65 km, 85 km, 105 km et 125 km de profondeur. Les perturbations initiales sont représentées en a) et le résultats de l'inversion en b) pour les ondes P et c) pour les ondes S . Les distances horizontales et verticales entre les noeuds sont 80 km et 20 km respectivement. Les zones grises représentent les régions non traversées par au moins un rai.

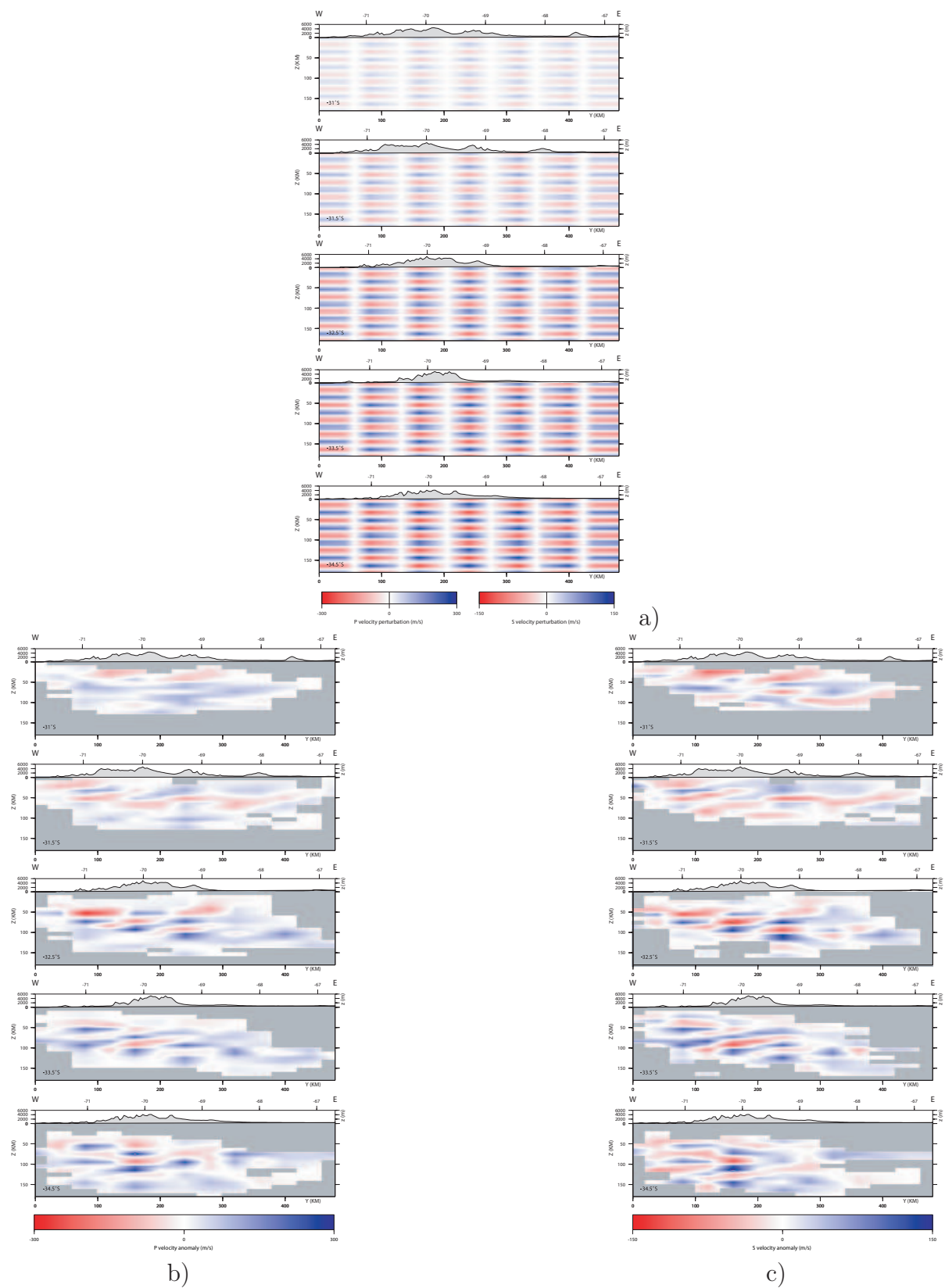


FIG. 3.23: De même que pour la Figure 3.8, mais pour des coupes Est-Ouest aux latitudes 31°S, 31.5°S, 32.5°S, 33.5°S et 34.5°S.

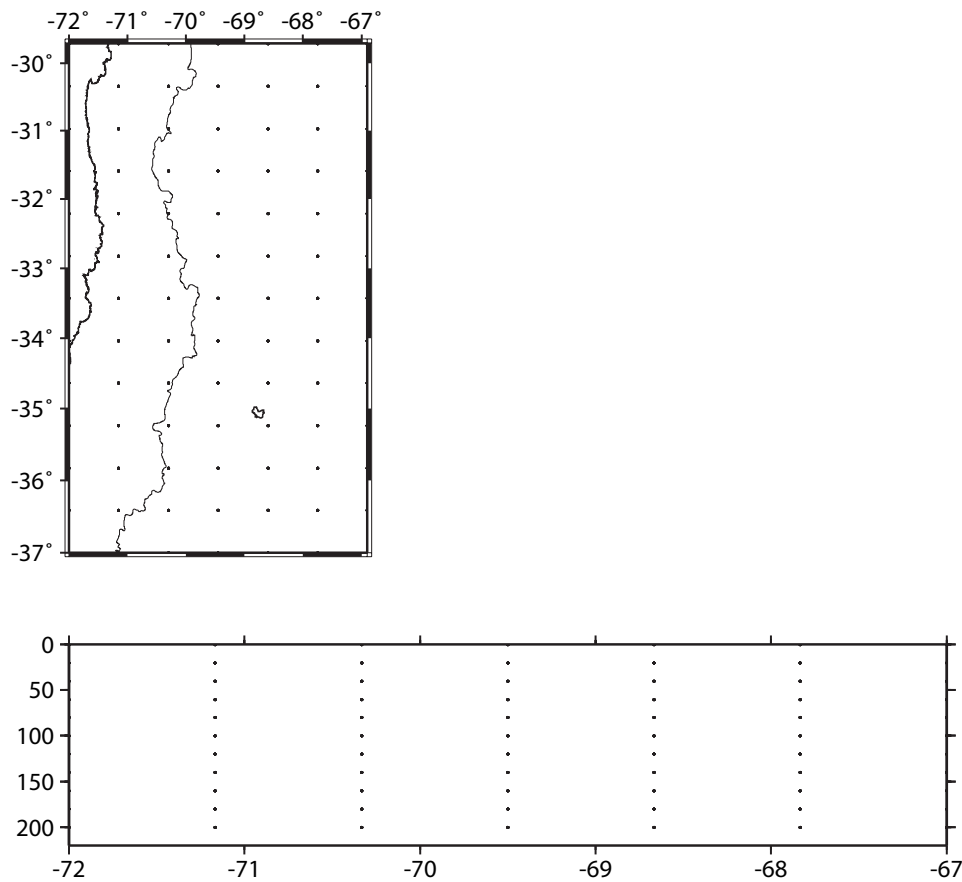


FIG. 3.24: Grille d'inversion de la tomographie en vitesse pour les données de la campagne CHARGE. Les noeuds de la grille sont espacés de 80 km horizontalement et de 20 km verticalement.

Résultats

Les figures 3.25 à 3.30 représentent les résultats de la tomographie en vitesse obtenus pour les données de la campagne CHARGE. Les écarts entre les vitesses finales et les vitesses initiales sont plus importantes (-10‰ à $+10\text{‰}$) que dans le cadre des données des campagnes OVA99-CHARSME (-6‰ à $+6\text{‰}$), de même en ce qui concerne le rapport V_p/V_s . Ces différences sont probablement liées au fait que le modèle de vitesse initial utilisé pour l'inversion a été déterminé avec les données OVA99-CHARSME et implique que les données de la campagne CHARGE sont plus éloignées de ce modèle initial. Pour être tout à fait rigoureux, il aurait fallu redéterminer un modèle initial par VELEST en utilisant ces nouvelles données. Les variations de vitesses observées sont de l'ordre de celles obtenues par Wagner et al. [2005] à savoir entre -12‰ et $+12\text{‰}$ pour ce même jeu de données mais avec le modèle initial de Terre global IASPEI-91. Néanmoins, notre modèle initial de vitesse, même si il a été déterminé à partir d'un autre jeu de données, semble plus proche du modèle "vrai", que le modèle global.

Les vitesses seules ne nous permettent pas de tirer de véritables conclusions sur l'origine des anomalies observées. L'état thermique et la composition minéralogique de

la région d'étude ne peuvent être déduites à partir des seuls résultats tomographiques présentés ci-dessus. Les modèles thermiques qui sont présentés dans le chapitre suivant permettront d'améliorer la connaissance de la composition minéralogique de la zone de subduction étudiée, dans le but de comprendre l'absence de volcanisme et faire des suppositions sur la cause de l'aplatissement de la subduction dans cette région.

3.4.2.3 Mélange des données et pondération des campagnes

Nous avons déjà discuté précédemment, de la difficulté à mélanger des données issues de campagnes différentes. Dans notre cas, les régions couvertes, l'espacement entre les stations, la longueur des trajets source-station, et même l'ordre de grandeur des temps d'arrivée sont différents. La région qui nous intéresse principalement est celle couverte par les campagnes de 1999 et 2002 à savoir entre les latitudes 30°-34°S. Etant données les grande différences entre les modèles de vitesse obtenus avec les campagnes OVA99-CHARSME et avec la campagne CHARGE, il nous est paru préférable de ne pas mélanger les deux jeux de données.

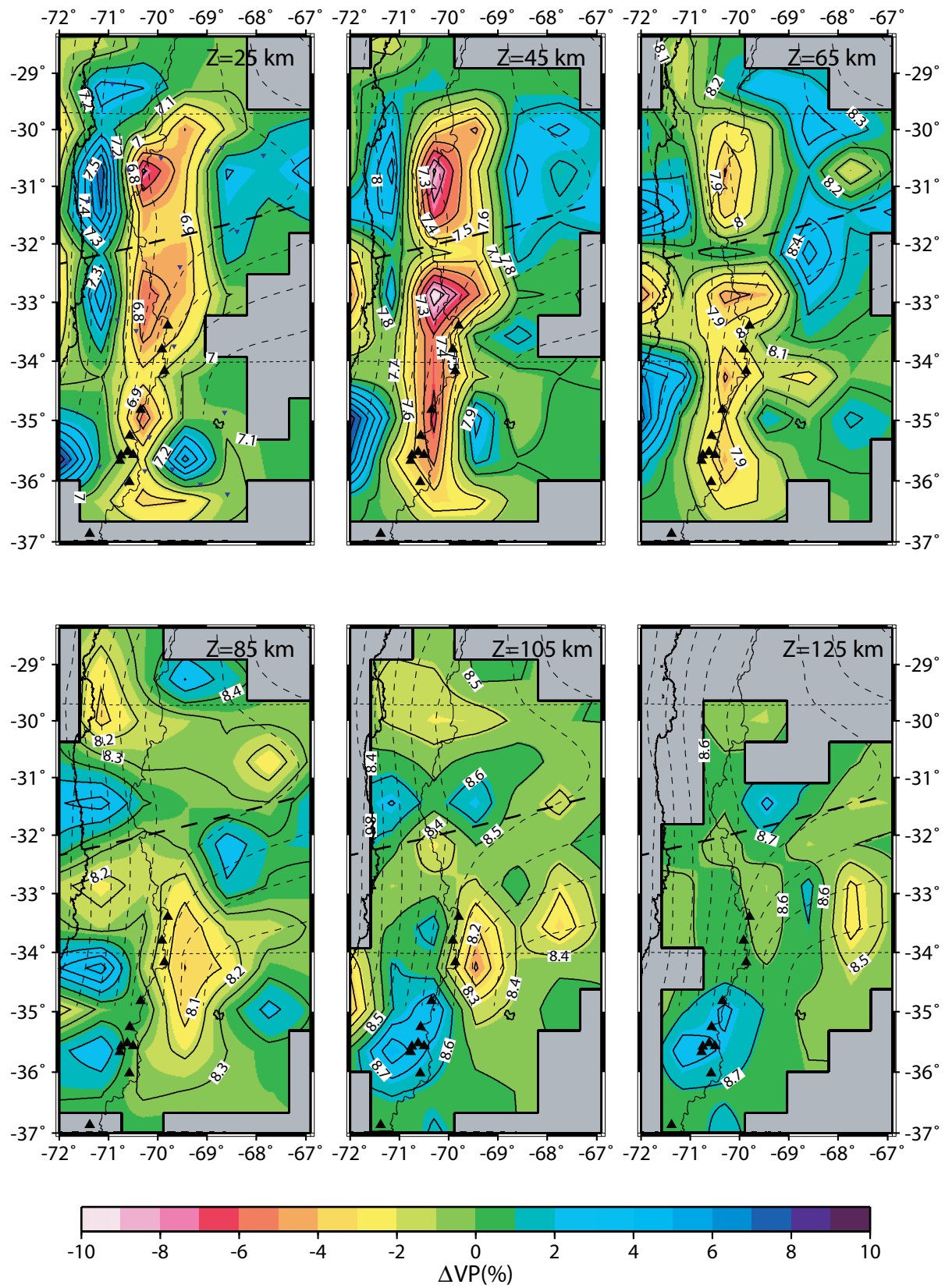


FIG. 3.25: Coupes en profondeur du modèle final de vitesse des ondes P. Les contours du slab sont de Pardo et al. [2003], la ligne en pointillés représente la trace de la ride de Juan Fernandez et les triangles noirs indiquent l'emplacement des volcans actifs. Pour chaque coupe à une profondeur Z , les cercles blancs indiquent la localisation des séismes à la profondeur $Z \pm 5$ km. Les zones grises représentent les cellules non résolues par la tomographie. L'échelle de couleur indique l'amplitude des anomalies de vitesse (en % par rapport au modèle initial de vitesse), mais pour faciliter l'interprétation, les valeurs absolues des anomalies (tous les 0.1 km/s) sont indiquées sur le contour des anomalies.

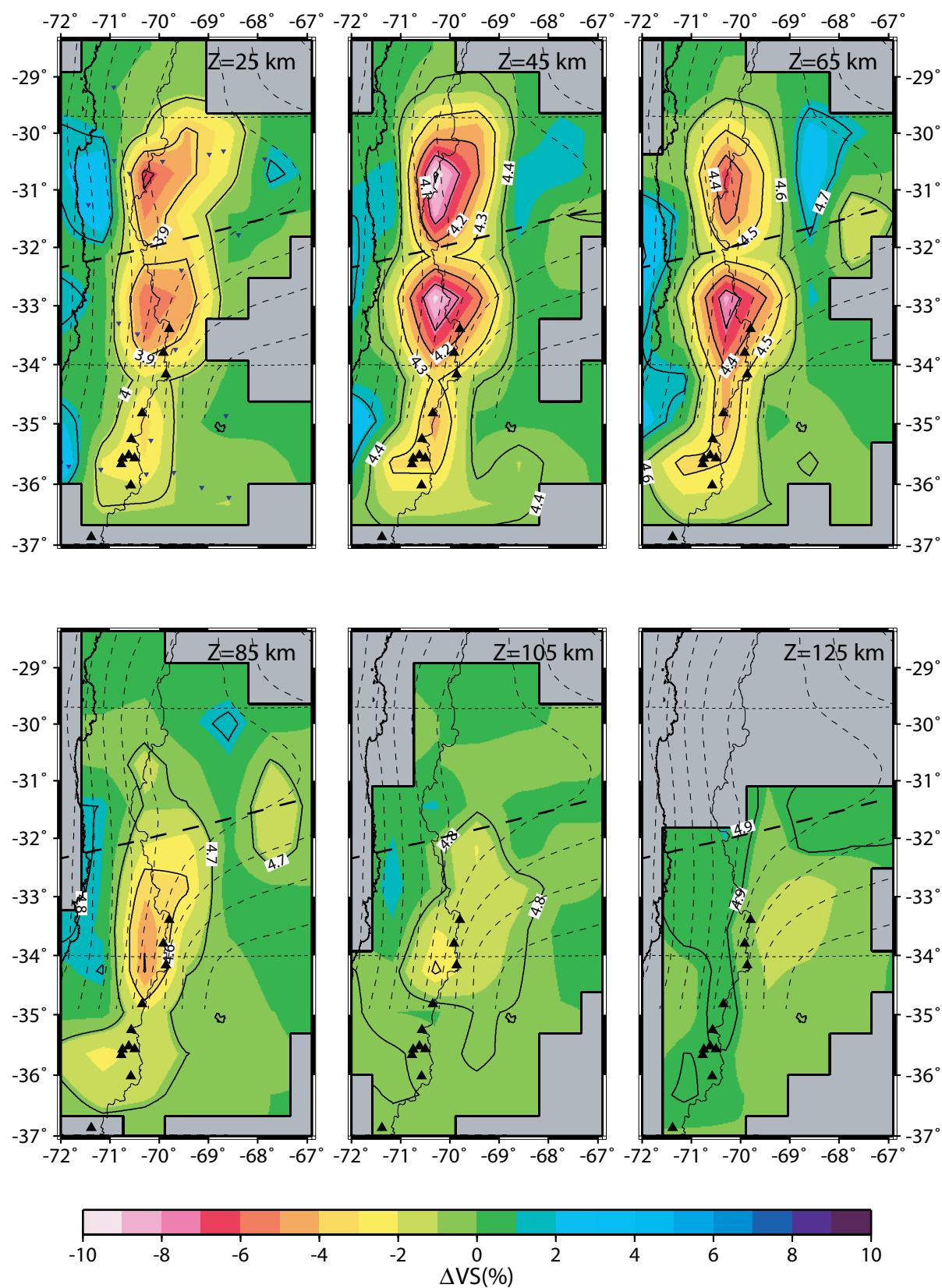


FIG. 3.26: De même que pour la figure 3.25, mais dans le cas du modèle final de vitesse des ondes S.

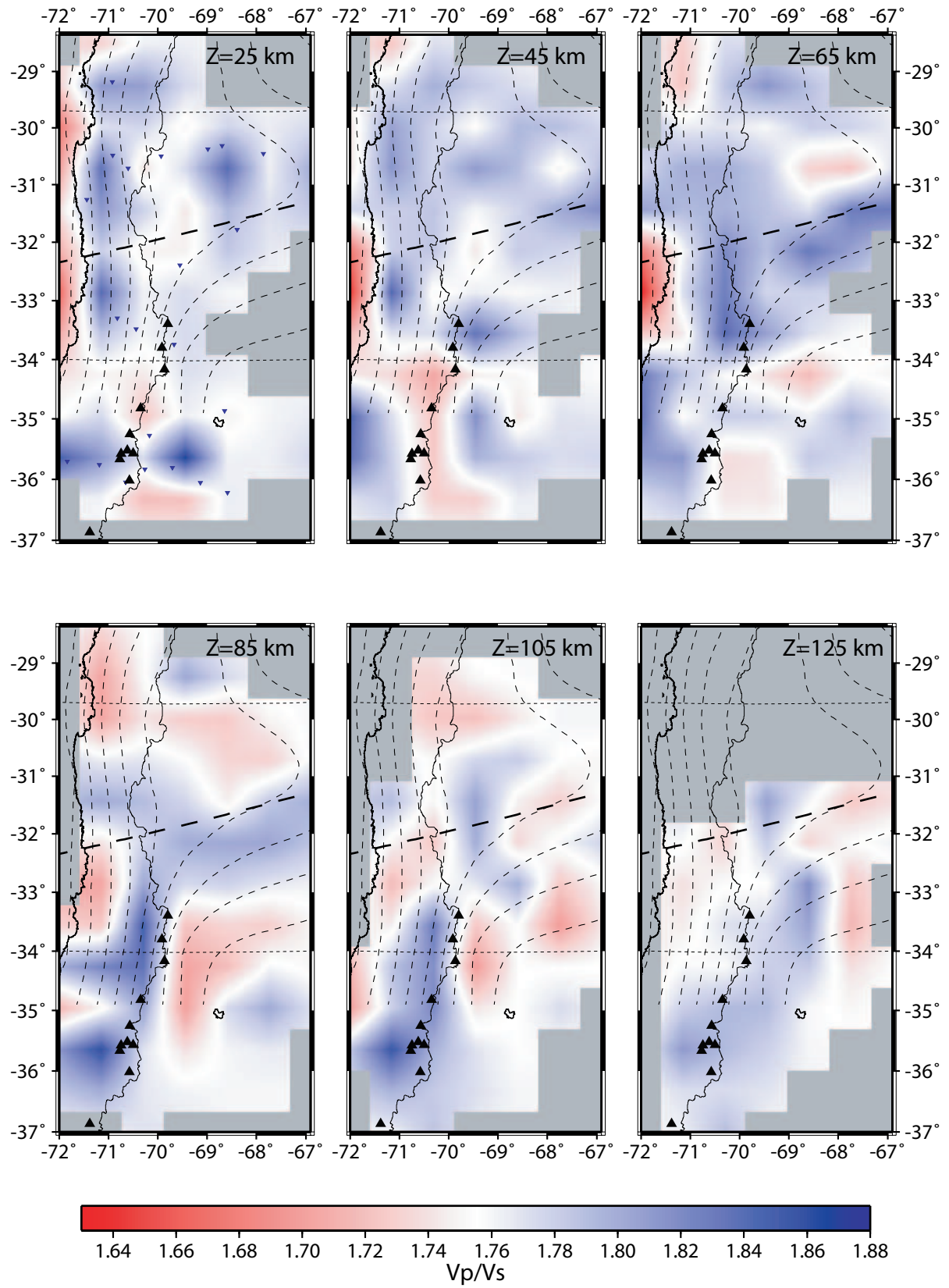


FIG. 3.27: De même que pour la Figure 3.25, mais dans le cas du rapport V_p/V_s .

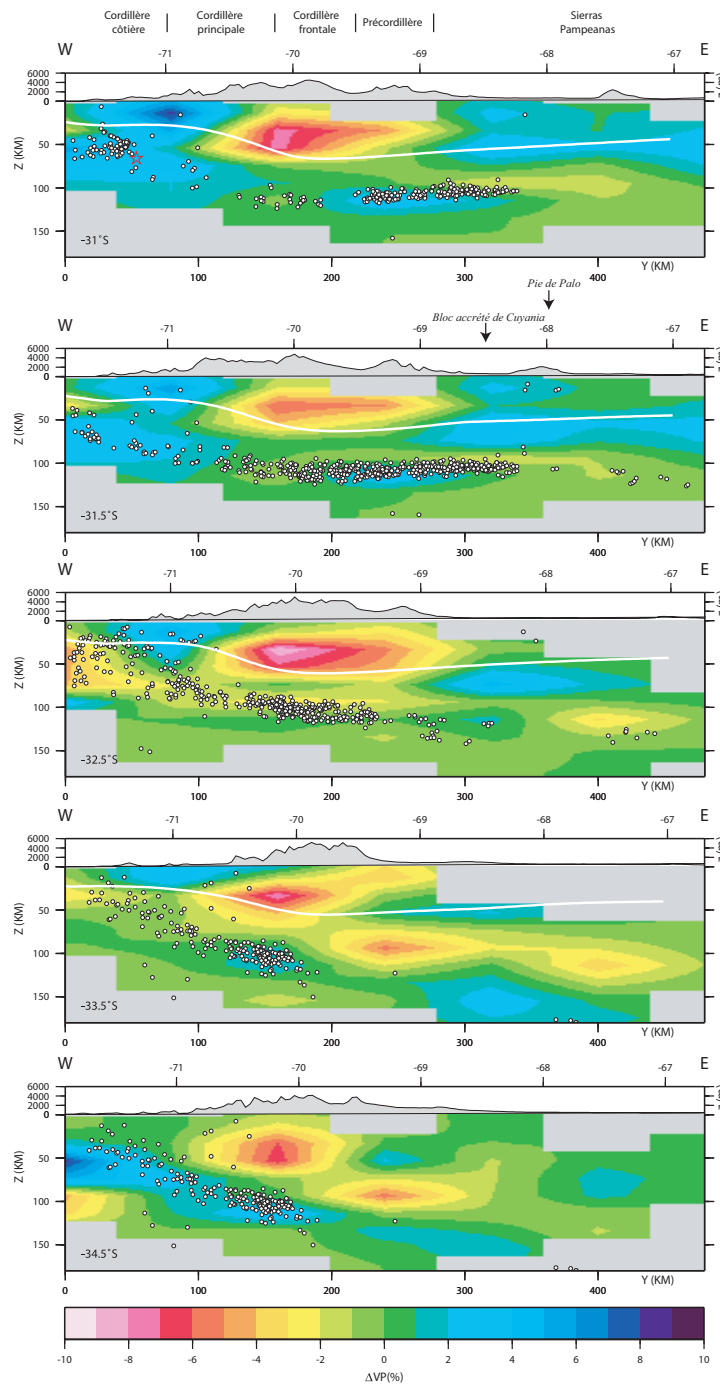


FIG. 3.28: Coupes Est-Ouest du modèle final de vitesse des ondes P. L'échelle de couleur indique l'amplitude des anomalies de vitesse dans la région du séisme de Punitaqui (31°S) et de la subduction plate (31.5°S), dans la zone de transition (32.5°S) et dans la région de subduction pentue (à 33.5°S et 34.5°S). La profondeur du Moho (ligne blanche) est issue des travaux de Tassara [2005] (nous n'avons pas de profondeur du moho à 34.5°S). Les cercles blancs indiquent la localisation des événements utilisés pour la tomographie. Le séisme de Punitaqui du 15 octobre 1997 (M_w 7.1) est représenté par une étoile rouge sur la coupe à 31°S . Les volcans Quaternaires actifs sont représentés par des triangles noirs renversés. La topographie a été ajoutée sur chaque coupe avec une exagération verticale.

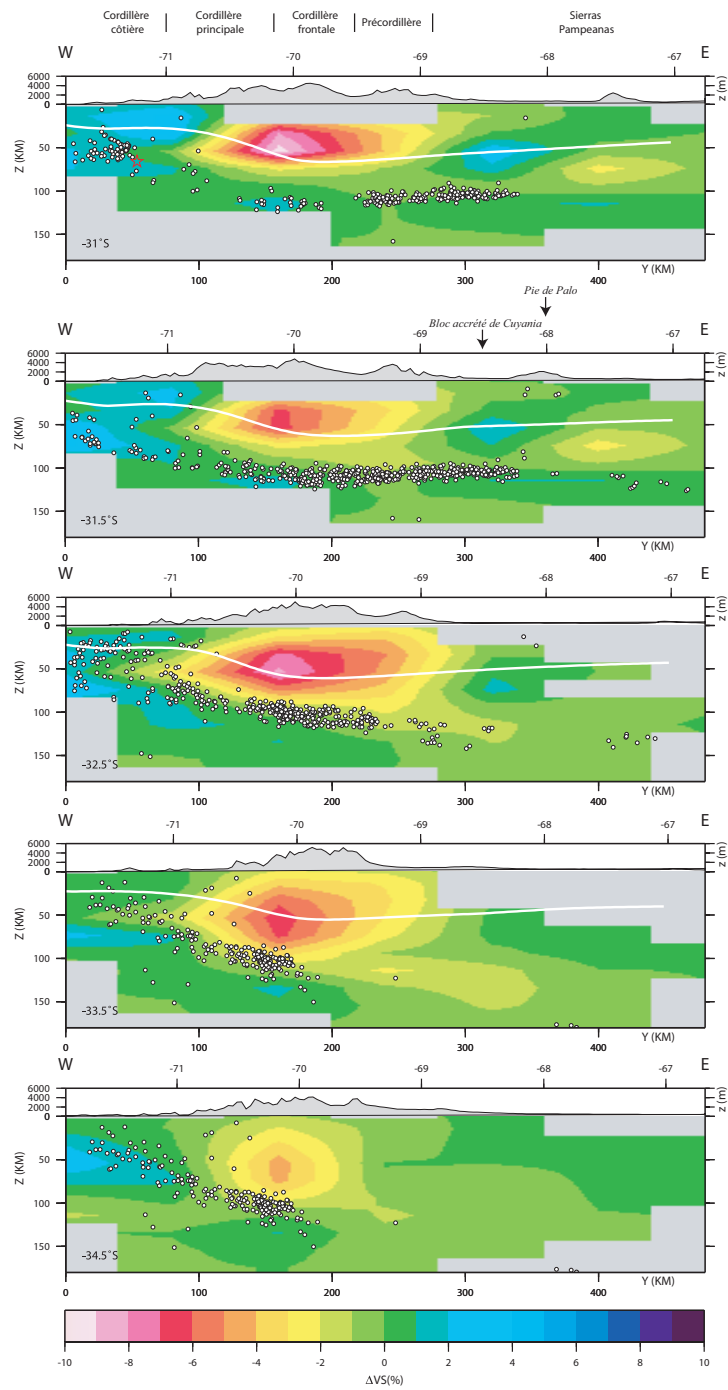


FIG. 3.29: De même que pour la Figure 3.28, mais dans le cas du modèle final de vitesse des ondes S .

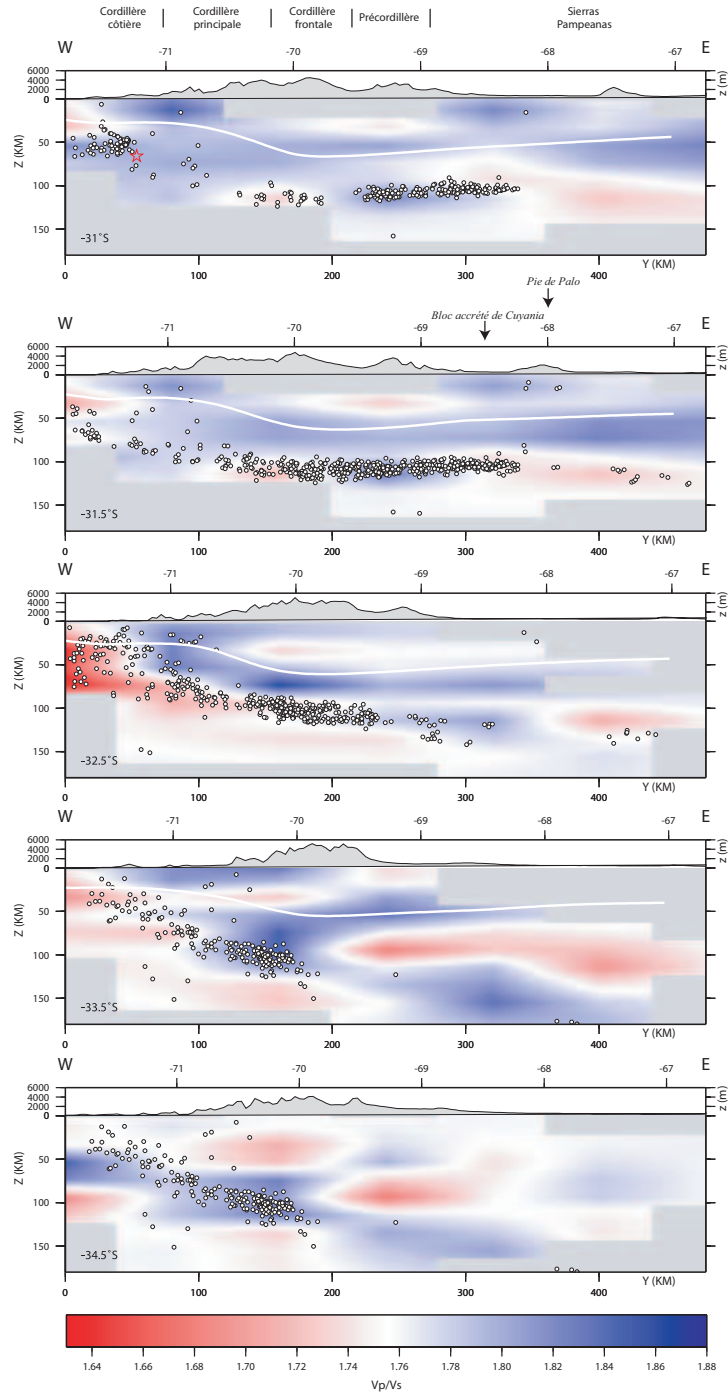


FIG. 3.30: De même que pour la Figure 3.28, mais dans le cas du rapport V_p/V_s .

Chapitre 4

Proposition d'un modèle minéralogique à partir de la tomographie en vitesse

Il nous a semblé insuffisant de pouvoir caractériser un milieu, à partir des seules données de vitesse V_p , V_s et V_p/V_s . C'est pourquoi à partir des résultats de la tomographie en vitesse de notre région d'étude, nous avons cherché à caractériser d'un point de vue minéralogique la composition de la lithosphère continentale et de la plaque océanique plongeante. Nous nous sommes limités à la région de subduction plate, en utilisant les diagrammes de phase des MORB, Lherzolite et Harzburgite (Figure 4.1) utilisés par Hacker et al. [2003a] dans le cadre de l'étude de la minéralogie de la zone de subduction de Cascadia ou encore par Tassara et al. [2006] pour déterminer un modèle de densité de la plaque Nazca et de la marge continentale Andine. La composition minéralogique de la croûte continentale pose plus de problèmes, puisqu'elle diffère fortement de la croûte océanique et ne peut donc être modélisé en utilisant les diagrammes précédents. Cependant si nous considérons que le surépaississement de la croûte continentale à 31°S sous la Cordillère a pour origine un sous placage magmatique, l'emploi des diagrammes de phase des Lherzolites et Harzburgites pour caractériser la croûte continentale inférieure, dans sa partie épaissie (entre 40 et 70 km de profondeur), semble justifié a posteriori. De plus, les fortes densités obtenues par Tassara et al. [2006] dans la croûte inférieure (densité de 3.1) renforce ce choix.

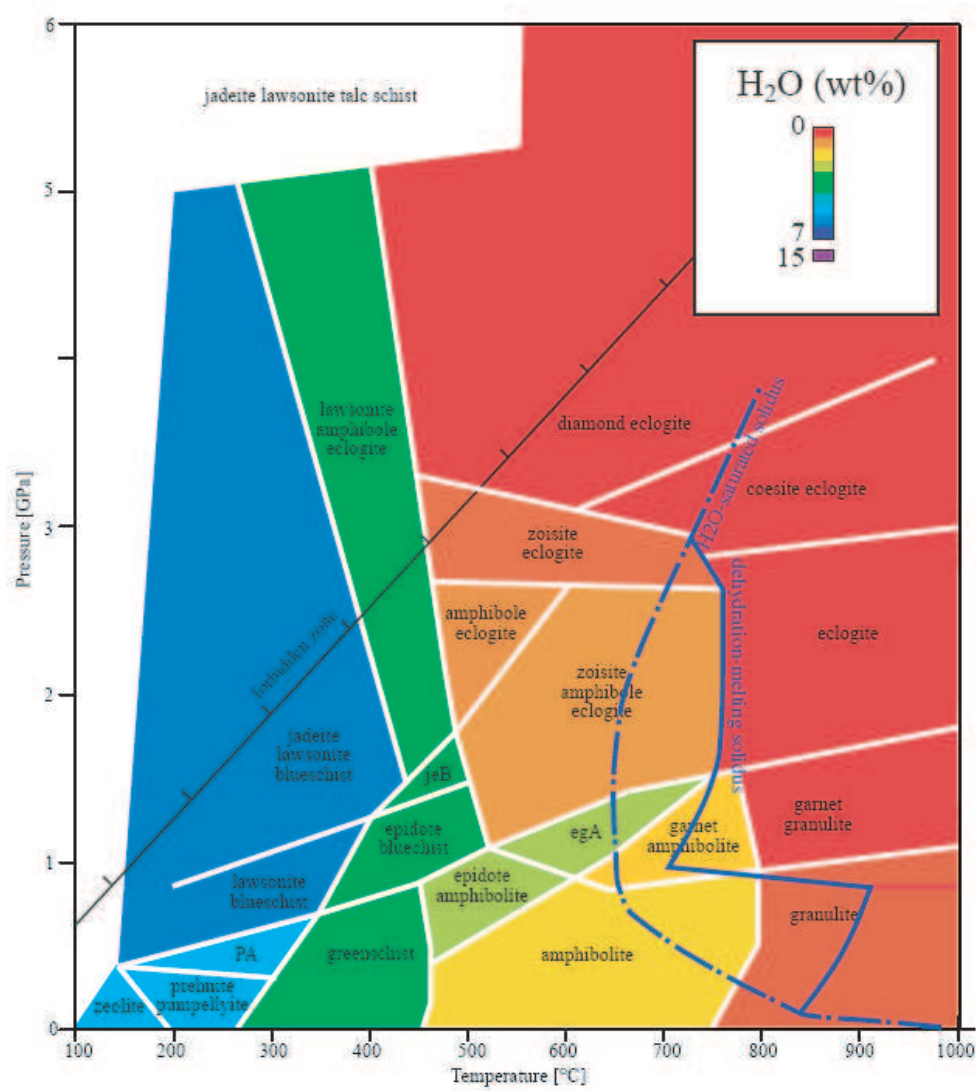
Pour connaître exactement les phases minéralogiques présentes, il est nécessaire de disposer d'un modèle thermique le plus fiable possible de la zone de subduction étudiée. Peu de modèles thermiques de subduction plate existent, et aucun n'est adapté pour une région spécifique. Par le biais de trois approches différentes de modélisation thermique et en collaboration avec Marc-André Gutscher¹, Muriel Gerbault² et Frédéric Cappa³, nous avons modélisé de trois manières différentes la zone de subduction plate du Chili central à 31°S. L'un de ces modèles est volontairement très simple, mais il nous semblait important de montrer qu'avec un tel modèle thermique, nous ne pouvons expliquer une zone si complexe comme la zone de subduction plate du Chili central. Néanmoins, à

¹Domaine Océanique, Université de Bretagne Occidentale, CNRS, Plouzane, France

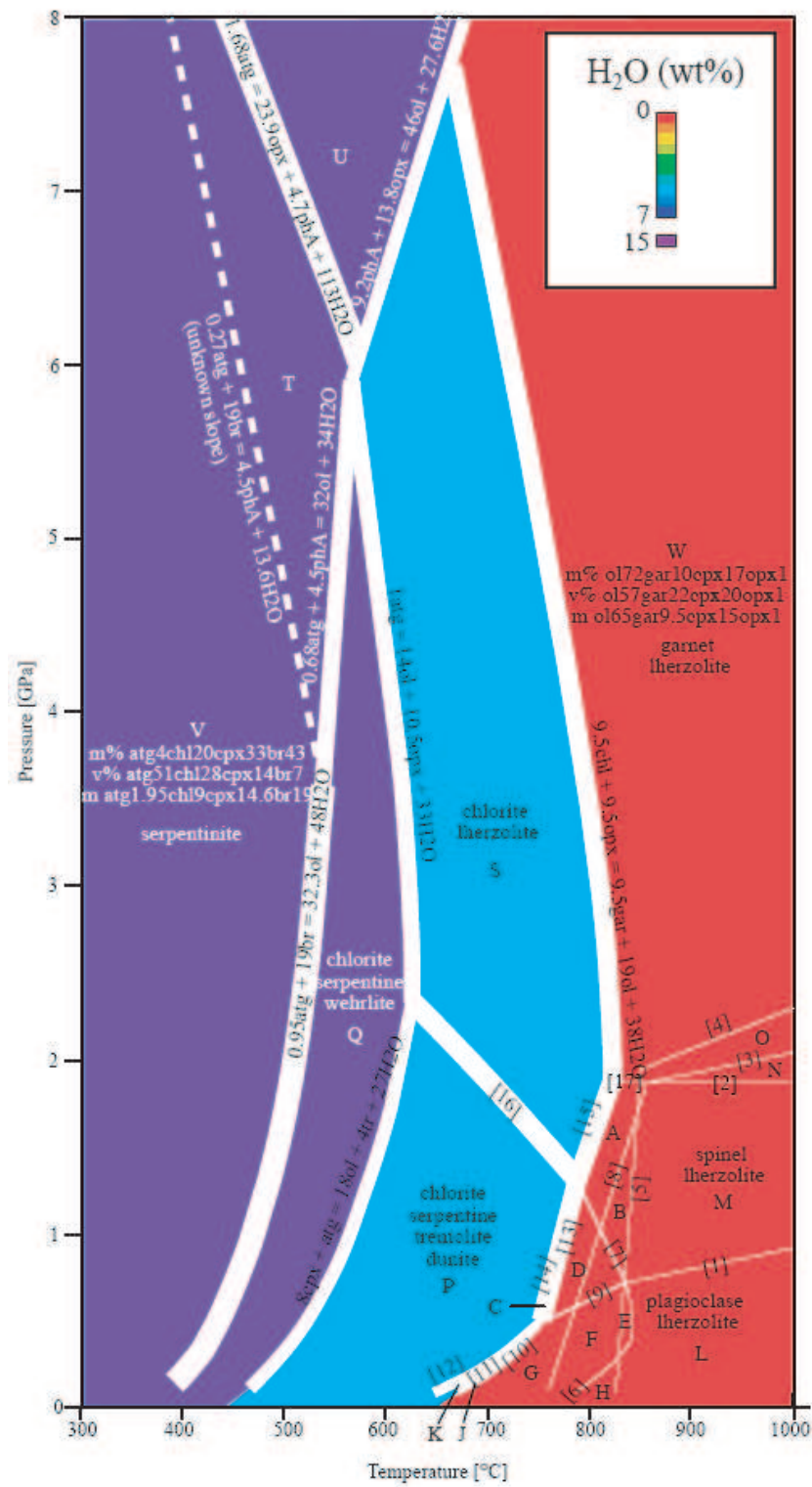
²IRD UR154, Departamento de Geologia, Universidad de Chile, Santiago, Chile. Also at LMTG, UMR5563, CNRS, F-31400 Toulouse, France

³Géosciences Azur, Université de Nice, Sophia Antipolis, Valbonne, France

partir de ces trois modèles thermiques et en utilisant un modèle de pression lithostatique construit à partir des données de densité de Tassara [2005], nous avons calculé les vitesses des ondes P et S pour chaque couple pression-température rencontré dans notre milieu et ce dans les trois diagrammes de phases de la Figure 4.1. Nous avons ensuite comparé les vitesses ainsi calculées à celles obtenues par tomographie pour déterminer un modèle minéralogique de la zone de subduction plate. Ce chapitre a fait l'objet d'un article soumis à *Earth and Planetary Science Letters*.



a)



b)

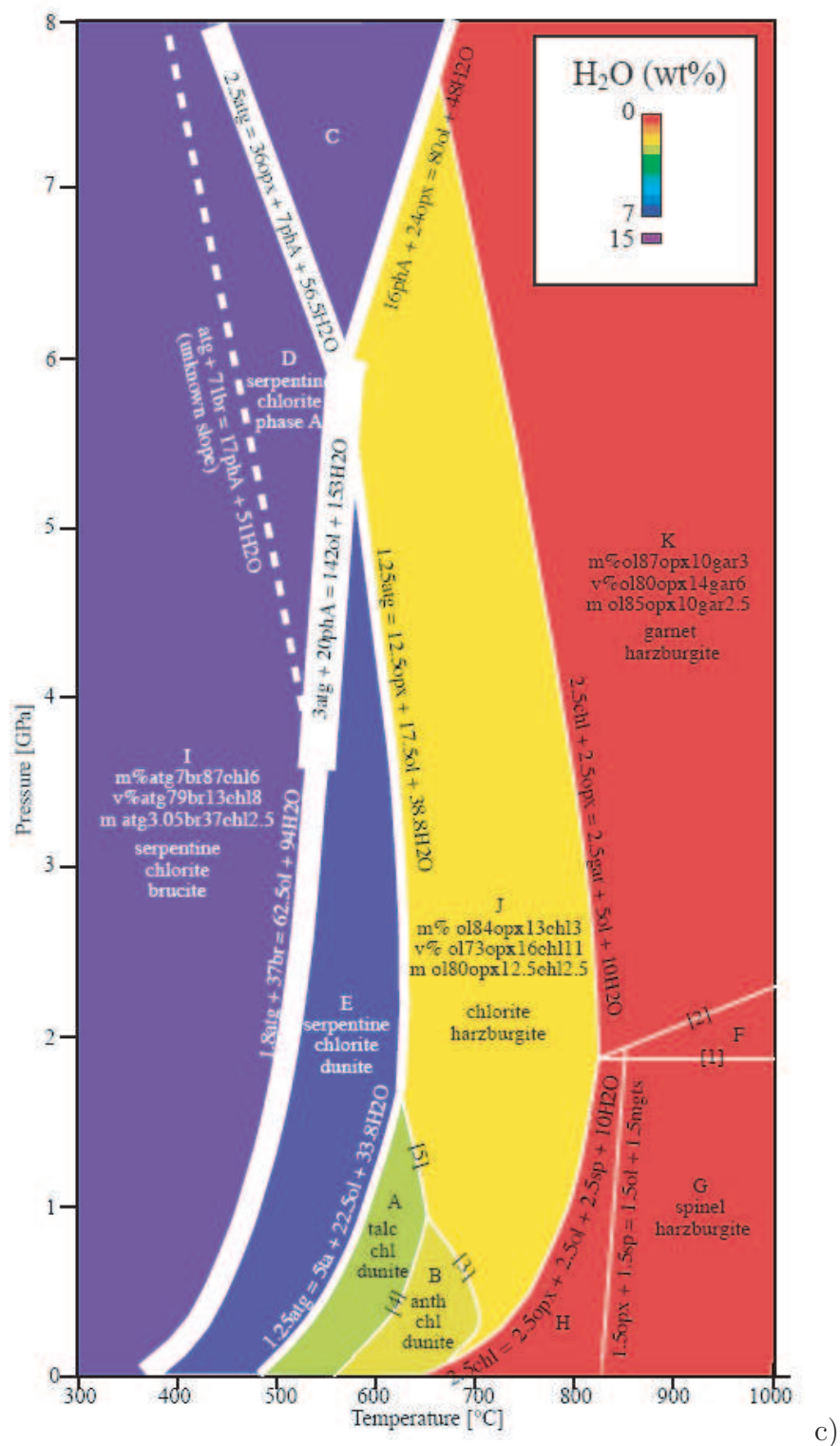


FIG. 4.1: Diagrammes de phase des a) MORB, b) Lherzolite et c) Harzburgite (Hacker et al. [2003a]).

The Flat subduction in Central Chile-Western Argentina (30-32°S) : a mineralogical interpretation based on P- and S-tomographic velocity models.

4.1 Abstract

The oceanic Nazca plate topped by the tight Juan Fernandez ridge subducts with a "low angle" in central Chile-western Argentina (30°-32°S) from ≈ 100 km depth and over a distance of around 480 km eastward to the trench. In that region, no Quaternary volcanism is present and the continental crust thickens till 60 km depth underneath the Andean Cordillera. Arrival-times of P- and S-waves of local earthquakes, locally recorded by temporary seismic networks, have been used in tomography inversion to determine three-dimensional velocity models for P (V_p) and S (V_s) waves, and V_p/V_s ratio. Based on these velocity models and considering three different thermal models, we determine a mineralogical composition model of this region. First, we calculate seismic velocities computed in MORB, Harzburgite and Lherzolite diagrams for a considered Pressure-Temperature couple and then compare them to seismic velocities obtained by tomography. The mineralogical composition determined by this method depends on the complexity of thermal structure models used. In the region, the lower continental crust is mainly associated with negative anomalies in V_p and V_s . In the back-arc region, between 69°W and 68°W, V_p and V_s anomalies are clearly positive from the top to the bottom of the continental crust. Into the upper mantle pinched between the oceanic plate and the continental crust, velocity anomalies are mainly positive west of 69.5°W and negative to the east. We observe that the oceanic slab is mainly composed of blueschist between 20 km and 80 km depth, and eclogite at greater depths. In the other hand, the upper mantle is mainly composed of garnet harzburgite while chlorite dunite and chlorite harzburgite are dominating into the mantle wedge. Moreover, eclogite, chlorite harzburgite and chlorite lherzolite minerals are present in the thickest part of this crust. The eclogitization of the lower continental crust ensues from either underplated eclogite material dragged out from the oceanic slab or phase change material due to heating of the thick continental crust, or both processes. However, we did not obtain any mineralogical composition model at depths shallower than 40 km.

4.2 Introduction

Between latitudes 30°S and 35°S, the Nazca plate subducts at a convergence velocity of approximated 8cm/year (Demets et al. [1990] from the NUVEL-1A model) at azimuth N77°E (Demets et al. [1994]). For GPS measurements, Angermann et al. [1999] obtained a convergence velocity of 6.4 cm/year. The segment between 28°S and 33°S was one of the first segments to be identified as a "low-angle subduction zone", or flat slab, compared with the common "normal-angle subduction zone" (Barazangi and Isacks [1976]). Barazangi and Isacks [1976] based their subdivision on the spatial distribution of teleseismic recorded data of that zone. Later on, this segmentation was confirmed

by Jordan et al. [1983], Cahill and Isacks [1992] and Engdahl et al. [1998] using more accurately earthquakes locations. More recently, Pardo et al (2002, 2004) and Anderson et al. [2007] performed precise location of hypocenters from recordings of local seismic networks deployed within the zone for several months and from recordings of the Chilean permanent network. From those datasets, the seismicity distribution they obtained, apart to confirm the global particularity geometry of the subduction zone, forms a clear cluster in the prolongation of the Juan Fernandez Ridge (JFR) around 100 km depth (Yañez et al. [2002]) [see Figure 4.2 and Figure 4.3 for hypocenters of Pardo et al, 2002, 2004]. The cross-section at 31°S (Figure 4.3A) crosses the central Chile flat-slab segment where no Quaternary volcanic edifices are present. At about 700 km from the trench, the slab goes down again into the mantle as a "normal-angle subduction zone" as observed in tomographic images from this region (Gutscher [2002]). Gutscher et al. [2000] had already pointed out that the higher seismic energy released at intermediate depth is where the slab is quasi horizontal or flat. Nevertheless, the greatest magnitude events have mainly compressif focal mechanisms and are rather located in the coupled zone between the Nazca and the South America plates, at depths lower than 60 km : between 30°S and 32°S, the 1943 Illapel earthquake of magnitude Mw 7.9, ruptured a zone of ≈ 220 km length which propagates from north to south, like most of the large thrust Chilean earthquakes. Between 32°S and 35°S, the 1906 Valparaiso great earthquake (Mw 8.5) ruptured the central Chile seismic gap on a length of ≈ 350 km whereas the 1985 Valparaiso magnitude Mw 8.0 event reruptured on a ≈ 200 km length only the northern part of that zone (Comte et al. [1986]; Monfret and Romanowicz [1986]). Due to their high seismic moment release and the geometry of their rupture zone, these earthquakes are inclined to generate important tsunamis. There is also an active shallow seismicity in the fore-arc in Chile (Barrientos et al. [2004]) as well as in the back-arc in Argentina (Alvarado et al. [2005]). This seismicity is certainly related to the variation of the slab geometry and of the crustal stress.

First attributed to the subduction of the Juan Fernandez Ridge (Pilger [1981]; Cahill and Isacks [1992]), the flat segment is clearly expressed by a change in the Neogene volcanic geochemistry, a gap of Quaternary volcanoes and the closing of the Chilean Central Valley, since 9-10 Ma (Jordan et al. [1983]; Barazangi and Isacks [1976] and references therein). Moreover, the assumed Juan Fernandez Ridge (JFR) track coincides with the transition from the "low-angle" flattened (to the north) to the "normal-angle" steep (to the south) subduction zone. This transition zone is no large than 150 km. This implies that the contorted subducted oceanic plate should be affected by internal strong strain variations along-strike, and should disturb the mantle flow between the continental over-riding crust and the top of the slab. However, the origin of the flat segment is still an open question and thus the mechanisms which may be involved in the buoyancy of the slab are not well identified yet, in particular because some ridges subduct without flattening the slab, as the Louisville ridge in the Tonga-Kermadec subduction zone (Pelletier et al. [1998]), or the Carnegie ridge in Ecuador (Pontoise and Monfret [2004]). Martinod et al. [2005] suggest that the flat geometry would be a remanent effect of the subduction of JFR when the ridge was parallel to the trench. The cross-section at 34°S (Figure 4.3B) crosses a more typical subduction segment, with an active volcanic arc. The dip of the

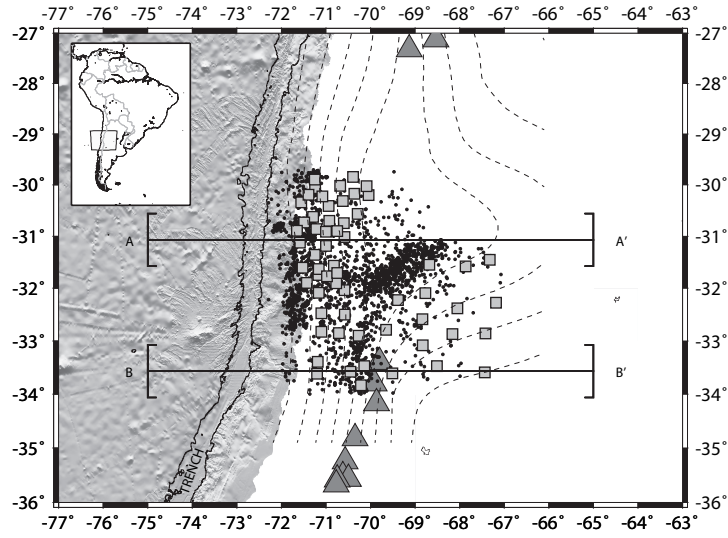


FIG. 4.2: Local seismicity (black dots) recorded at temporary seismic station (gray squares), during the OVA99 (November 1999-January 1999) and CHARAME (November 2002-March 2003) experiments (Pardo et al. [2004]). Quaternary active volcanoes are represented by gray triangles. Isodepths of the slab are from Pardo et al (2003) and spacing between two isodepths is 20 km. Black lines indicate the location of E-W cross sections in Figure 4.3.

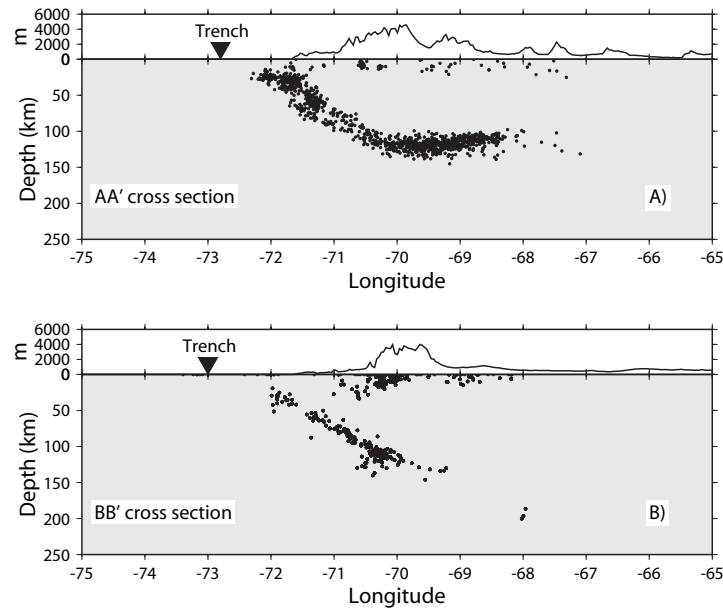


FIG. 4.3: East-West cross sections showing the local seismicity (black dots) along two transects indicated in Figure 4.2 at 31°S (A) and 33.5°S (B). Topography is shown on top of the cross-sections with an exaggerated vertical scale. A black reverse triangle indicates the location of the Peru-Chile Trench.

slab here is well constrained by earthquake hypocenters and equals nearly 30°.

To locate precisely the seismicity and infer the structure of the media, tomographic analyses have been performed in Central Chile-Western Argentina (30°S-32°S), based on

P- and S-wave arrival time. Wagner et al. [2005] used locally recorded data from two EW receiver lines at 30°S and 36°S respectively and some scattered stations between them, to determined three-dimensional P-velocity (V_p), S-velocity (V_s) and V_p/V_s ratio models. On the other hand, Pardo et al. (2002, 2004) deployed seismic networks in the studied zone, with a most uniform- like coverage geometry in order to improve the location of the seismic events, in particular when the propagation medium is highly heterogeneous and their magnitude is small. In this study, we determine three-dimensional velocity models for P-, S-wave and V_p/V_s ratio, using the locally recorded data of Pardo et al (2002, 2004). Then, we perform for the flat segment of the subduction zone three two-dimensional numerical thermal models of different complexities. Finally, we propose at 31.5°S a two-dimensional mineralogical composition of the oceanic crust and the overlying lower continental crust and mantle.

4.3 Data

Within the scope of scientific collaboration projects between Géosciences Azur, France and the Departamento de Geofísica of University of Chile, Chile, two temporary seismic networks have been installed in the zone, at different periods of time. From November 1999 to January 2000, thirty-seven short-period seismometers were deployed in Central Chile, between 30°S-32°S and 72°W-70°W (Pardo et al. [2002]) as the field part of the OVA99 project. The distance between stations was more or less 30 km. During the CHARAME field campaign (CHile ARgentina Seismological Measurement Experiment), 30 portable broadband stations operated in Central Chile and Western Argentina, from November 2002 to March 2003, and covered a much larger area which extended from 31.5°S to 34°S in latitude and 71°W to 67°W in longitude (Pardo et al. [2004]). For that experiment, the distance between stations was variable, depending on the access of certain sites and the small number of stations available for such an area. Furthermore, few broadband stations of the permanent seismic network of University of Chile were also incorporated as part of the temporal network to increase the station density, in particular on the Chilean side.

On both networks, the data were continuously recorded at 125 sps on three-component stations, with GPS timing as reference time. A highly active seismicity has been observed at the OVA99 network, in particular in the 1997 Punitaqui rupture zone region : in two months and half, and more than two years after the Punitaqui main shock (Mw 7.1) (Lemoine et al. [2001] ; Pardo et al, 2002), more than 170 earthquakes of magnitude 1 to 5.5 were located there. At the CHARAME network, magnitude 1 to 6 earthquakes have been recorded and most of them occurred on the flat segment of the subduction zone. In this study, we deal with a subset of 2537 local seismic events recorded at both local networks and located with good accuracy. Only events with phases recorded at more than nine stations and with a small location residual were included in the dataset. A preliminary earthquake location has been performed using one-dimensional P and S velocity layered models and assuming a constant V_p/V_s ratio (1.76) (Figure 4.4). These models were obtained by modeling local mine blasts arrival times for the shallower layers

and using VELEST algorithm (Kissling et al. [1994]) to constrain the deeper ones.

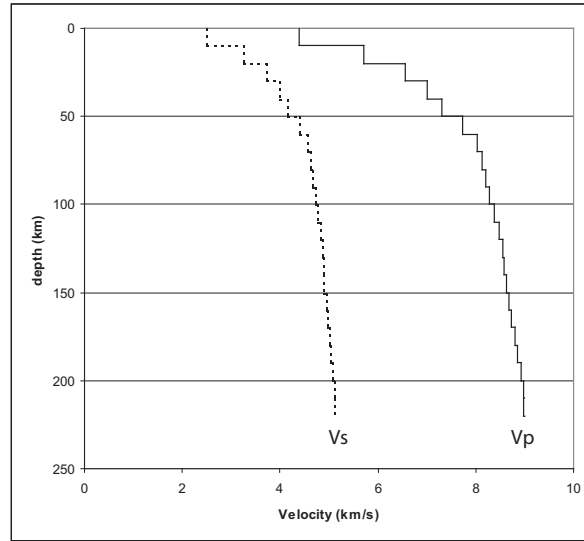


FIG. 4.4: *One-dimensional P- and S-velocity models using as initial models in the tomographic inversion process.*

The two networks overlap only in a small area, around latitude 31.5°S (Figure 4.2). Thus any feasible change in velocity from one experiment to the other is minimized. The velocity and V_p/V_s ratio of seismic waves may vary in time when fluid-driven process is active (Hussen and Kissling [2001]; Foulger et al. [2003]; Koerner et al. [2004]). When the data are merged into only one dataset without any caution, the risk to introduce bias in tomography analysis is higher if the medium, crossed by the same source-station travel paths, changes with time.

4.4 Velocity Tomographic inversion

4.4.1 Method

In this study, three-dimensional velocity structures and hypocenter location were jointly obtained by tomographic inversion using the TLR3 algorithm (Latorre et al. [2004]; Monteuillet et al. [2005]). P- and S-arrival times of local earthquakes, locally recorded at the OVA99 and CHARAME seismic networks were used. The tomographic inversion is a nonlinear inverse problem which needs to be resolved by iterative processes.

The travel time t of a phase which propagates between a seismic source and a station is computed by performing a numerical integration of the slowness field u (inverse of the velocity field) along the ray joining the source and the station.

$$t = \int_{ray} u ds \quad (4.1)$$

Equation 4.1 is used in the inversion process because it is linear in slowness u . Considering the residual r_n between the observed travel time t_{obs} and the calculated time t_n and the slowness perturbation $\Delta U_n = u_n - u_{n-1}$ at iteration n respectively, the partial derivatives matrix G_n at iteration n joins r_n and ΔU_n as :

$$r_n = G_n \Delta U_n \quad (4.2)$$

At the first iteration ($n = 1$), u_0 is the initial one-dimensional slowness model, and u_1 the estimated one. In this process, the hypocenters are first located in a selected P and S velocity model, then the new located hypocenters are fixed and P and S velocity models are simultaneously inverted.

r_n and ΔU_n are built at each node of a regular spaced three-dimensional grid. The grid determines the maximum spatial resolution of the model. To determine the better spatial resolution for our data, we performed a checkerboard test by taking into account our own source-station distribution. In Figure 4.5, we can see that checkerboard is well retrieved in almost all the study region. Thus, the maximum horizontal and vertical spatial resolution found is 40km and 10km respectively. The initial velocity model for P- and S-wave (Figure 4.4) are obtained using a combination of mine blasts modeling for the shallow part of the model (between 0 and 40 km depth) and a one-dimensional model deduced by VELEST outputs, for the deeper one (Kissling et al. [1994]).

The TLR3 algorithm uses the LSQR method of Paige and Saunders [1982] to resolve equation 4.2. As the LSQR method does not provide directly the inverse matrix to determine the resolution matrix, we follow the strategy proposed by Latorre et al. [2004] to estimate it. A spike-test repeated at each node of the final model should give information about the confidence in the results. The amplitude of the spikes are generally well retrieved (Figure 4.6) although we observe only few horizontal and vertical smearing which affect principally the closest nodes. Thus the three-dimensional P- and S-velocity models are well constrained as deep as 125 km depth.

In this study, 33,500 P and 33,250 S arrival-times have been used to determine P-wave velocity (V_p), S-wave velocity (V_s), V_p/V_s ratio models and a more accurate hypocenter location of local seismicity.

4.4.2 Results

4.4.2.1 Velocity models

The three-dimensional velocity models determined in this study are shown on Figures 4.7 and 4.8. The velocity perturbations ΔV_p and ΔV_s are calculated with respect to our initial velocity models defined in Figure 4.4. The slab is globally characterized by positive ΔP - and ΔS -wave velocity anomalies and low V_p/V_s ratio (Figure 4.7). However, velocity

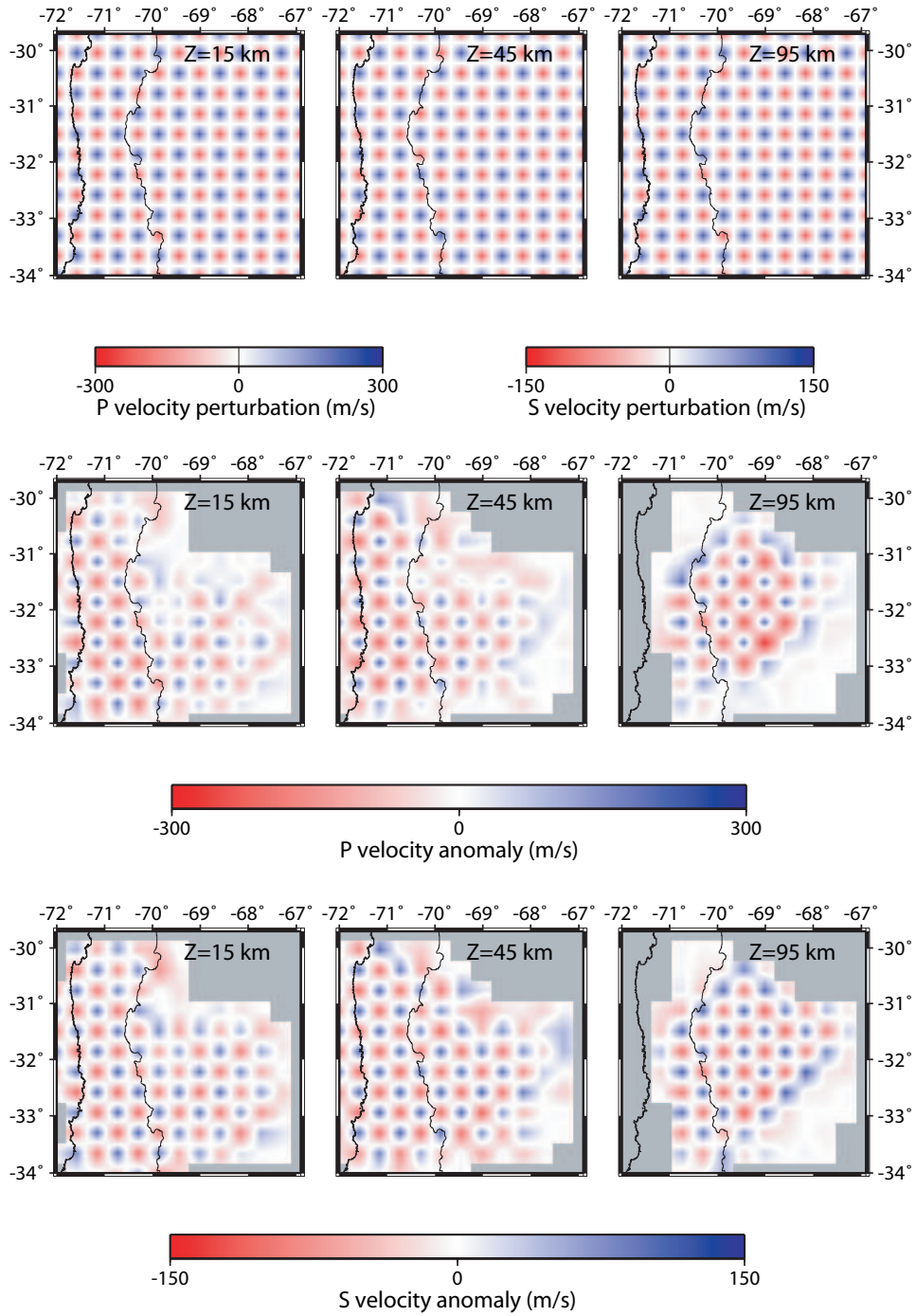


FIG. 4.5: Checkerboard tests for both *P*- and *S*-velocity models. *a*) Initial velocity perturbations. Map views at 15 km, 45 km and 95 km depth of the *P*- (*b*) and *S*- recovered anomaly (*c*) are displayed. The horizontal and vertical distances between nodes are 40 km and 10 km respectively. The checkerboard pattern is fairly retrieved at all depth, excepted in gray regions where there is no resolution.

values of the oceanic crust and mantle are poorly constrained, because the seismicity is mostly located in the upper part of the oceanic slab.

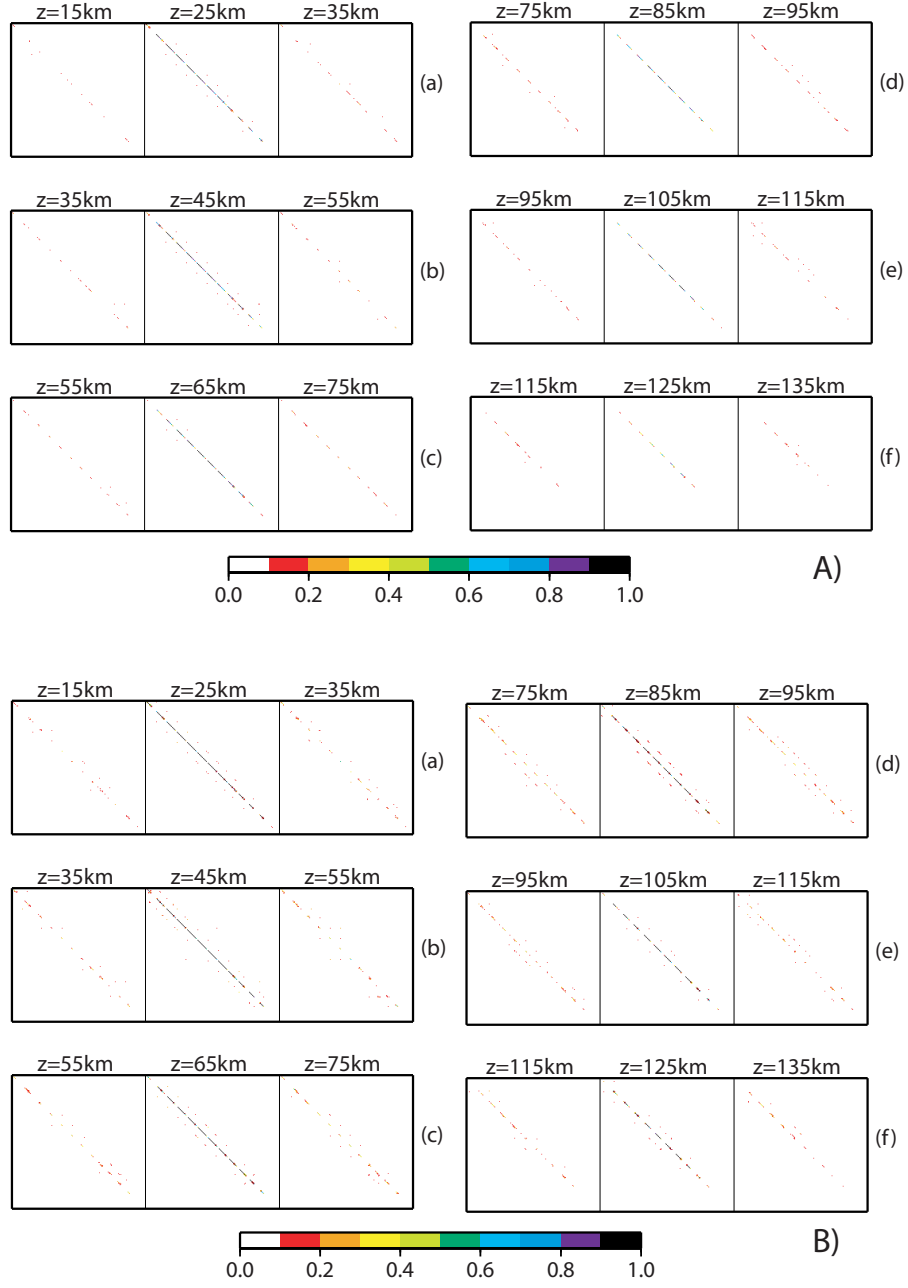


FIG. 4.6: Resolution Matrix (spike-tests) of the (A) P-velocity and (B) S-velocity model. a) The Figures represent the resolution matrix at 25 km depth (in the middle) and its influence on the upper and lower depth layers 10 km apart, e.g. 15 km (left) and 35 km (right) depth respectively. The value of the matrix diagonal is 1 (very good resolution), whereas vertical and horizontal smearing are smaller, between 0.1 and 0.2. Figures b), c), d), e), and f) represent the resolution matrix at 45km, 65 km, 85 km, 105 km, and 125 km depth respectively. The resolution is poor at depths greater than 125 km.

Coastal region ($71.5^\circ\text{W} - 71^\circ\text{W}$) We observe a positive P and S velocity anomaly underneath the coastal region (Figures 4.7 and 4.8). Between 31.5°S and 33°S , a low V_p/V_s ratio coincides with the entry in subduction of the Juan Fernandez Ridge (Figure

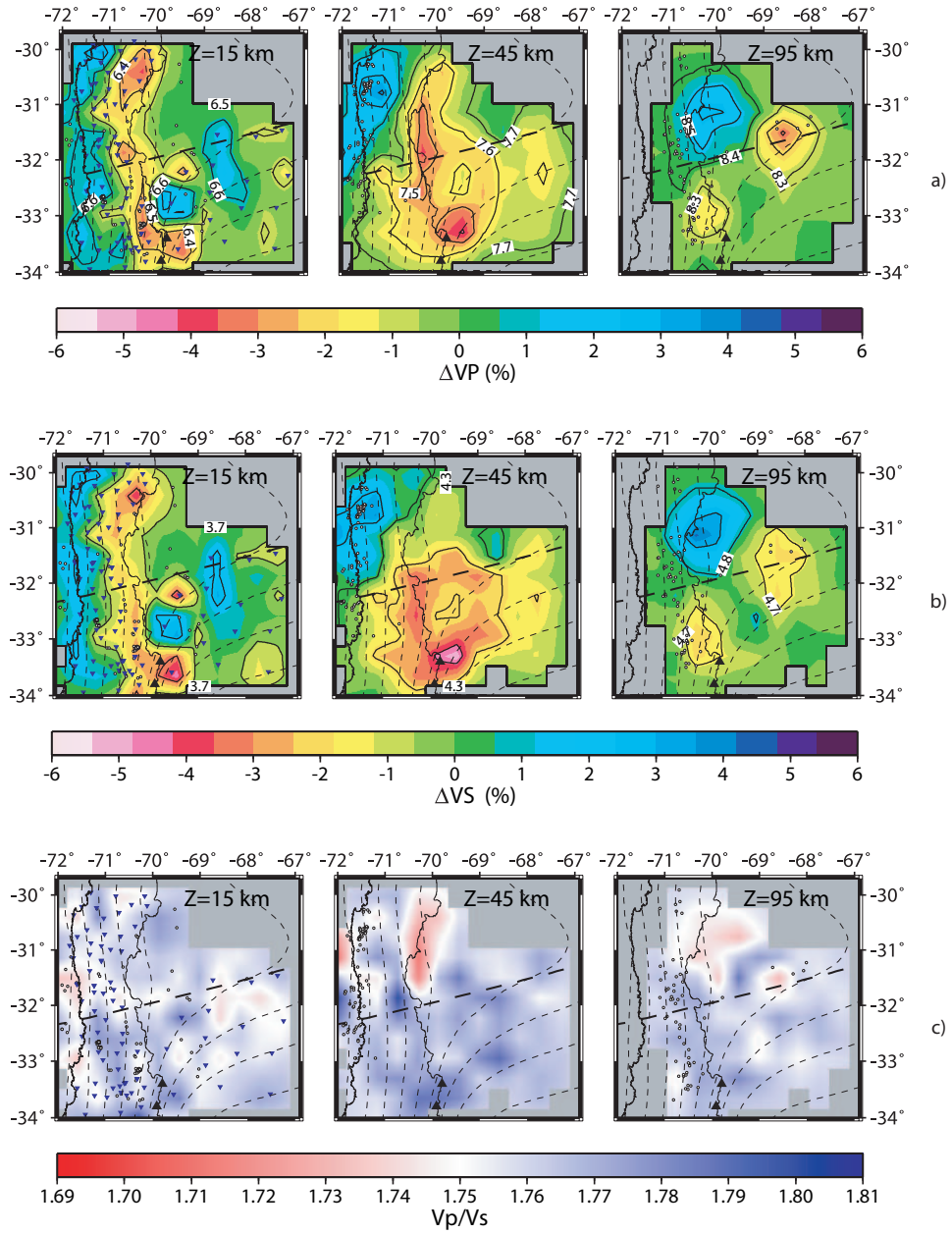


FIG. 4.7: Map views of final (a) P -, (b) S -velocity and (c) V_P/V_S ratio models. Slab contours are from Pardo et al (2003), dotted line represents the track of the Juan Fernandez Ridge and black triangles indicate active volcanoes. For each layer, open circles represent earthquakes at depth $Z \pm 5$ km. The gray areas represent cells not crossed by rays. Color scale indicates percentage of velocity deviation, but to facilitate interpretation, absolute velocity values are annotated on the anomaly contours. Contours of velocity have an increment of 0.1 km/s and 0.05 km/s for V_P and V_S respectively.

4.7). We assumed that the Juan Fernandez Ridge acts as an asperity on the subducting slab and entails a change in the stress pattern in the crust.

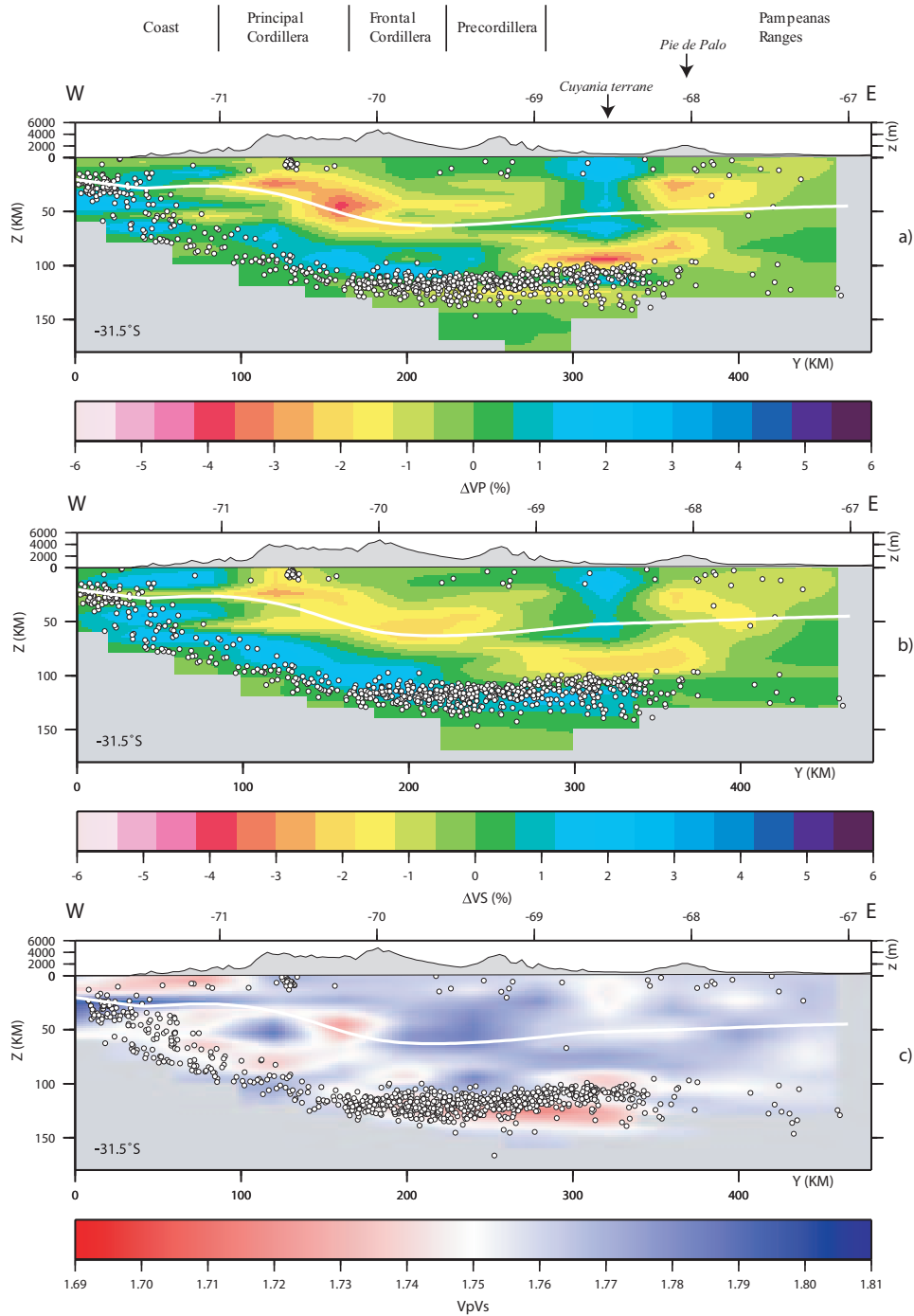


FIG. 4.8: East-West cross-sections of final (a) P -, (b) S -velocity and (c) V_p/V_s ratio models. Color scale indicates percentage velocity deviation in the flat slab region (31.5°S). Moho depths (white line) are from Tassara (2005) and white dots indicate earthquakes. Exaggerated topography is added on top of each cross-section

Principal and Frontal Cordillera regions ($71^\circ\text{W} - 69.5^\circ\text{W}$) In the upper continental crust, velocity perturbations and V_p/V_s ratio relative to the initial model are small (Figure 4.7). However, at $\approx 70.7^\circ\text{W}$, low V_p , low V_s and high V_p/V_s ratio are obtained at shallow depth. In the other hand, the lower continental crust is characterized by negative

P- and S-wave velocity anomalies with low V_p/V_s ratio (1.73) underneath the Principal Cordillera region and high V_p/V_s beneath the Frontal Cordillera (Figures 4.8), where the continental crust is the thickest. In the mantle wedge, a high V_p/V_s ratio is observed, surrounded by a low V_p/V_s ratio.

Sierras Pampeanas ($69^\circ W - 67^\circ W$) The main features are positive P- and S-wave velocity anomalies and very slight variations in V_p/V_s ratio in the entire crust, from top to bottom (Figure 4.8). This pattern might be related with the Cuyania terrane accreted block (Alvarado et al. [2005]), with a clearly different crustal property in velocity than its surroundings. We observe also negative P- and S-wave velocity anomalies and slight low V_p/V_s ratio in the crust beneath Pie de Palo system ($\approx 68^\circ W$). In this system, the predominance of thrust mechanisms in the upper crust suggests that it is actively compressed (Régner et al. [1992]). In addition, two decollement levels are assumed at 12-15 km and 22-25 km depth which might facilitate fluid flow (Ramos et al. [2002]; Regnier et al. [1994]). In the mantle overriding the flat segment of the Nazca plate, P- and S-wave velocity anomalies are globally negative (-4%) with high V_p/V_s ratio.

4.4.2.2 Hypocenter locations

All the earthquakes detected by the two temporary networks have been relocated in the three-dimensional velocity models (Figure 4.3). Seismicity is important at shallow depth, at the interface between the oceanic and continental plate. Along the slab at around 100 km depth, on the flat segment where JFR is subducted, earthquakes are also numerous. In Figure 4.3, we observe that the flat-slab segment slopes to the west, with a slight angle of about 5° . This behaviour has already been observed by Regnier et al. [1994] and may be the consequence of a bulge before the slab downdips "normally" eastward.

Southward to $32^\circ S$, the seismicity distribution infers that the flat-slab segment changes gradually to a "normal" 30° eastern dipping angle subduction zone. This variation in slab geometry takes place in less than 150 km. In the "normal" dip subduction zone, shallow crustal seismicity is abundant on the Andean Chilean side and scarce at the Argentinean back-arc, while the opposite is observed in the flat-slab zone (Figure 4.3). This observation implies different crustal stress regimes due to the subducting slab geometry.

A double seismic zone is revealed only at the flat slab zone, in the steeper part of the downgoing oceanic plate and down to 100 km depth (Figure 4.3). The relative position of the hypocenters will need more data processing, as double difference location (Waldhauser and Ellsworth [2000]; Zhang and Thurber [2003]; Nippres and Rietbrock [2007]), to improve the image of the two zones. This topic will be the subject of another study.

4.5 Numerical thermal models of the flat segment

The mineralogical composition and the thermal structure of a subduction zone has been widely studied (e.g. Hacker et al. [2003a] ; Hacker and Abers [2004] ; van Keken et al. [2002]). In this study, we performed 2D numerical modelings of thermal structure of the subduction of Nazca Plate in the flat-slab region. We generate three thermal models with different degrees of complexity which involves larger number of assumptions. For all the thermal models, we apply the general boundary conditions below.

4.5.1 General boundary conditions

- The shallow geometry (<10 km depth) of the subduction interface is constrained by seismic reflection and wide-angle data (Flueh et al. [1998]). The distribution of hypocenters from a global catalogue of relocated events (Engdahl et al. [1998]) and our local catalogue is used to constrain the geometry of the model.

- The age of the subducting oceanic lithosphere is known from magnetic anomaly studies of the Nazca Plate (Cande and Haxby [1991] ; Tebbens and Cande [1997]). At 31.5°S, it is approximately 40-45 Ma whereas the 400 Ma age of the continental plate has been computed following the calculation method for continental geotherm by Burov and Diamond (1996). The subduction velocity is taken from the Nuvel-1 model (Demets et al. [1990]) which indicates a convergence between the Nazca and South American plates at a velocity of 8 cm/y in central Chile.

- Heat flow data are sparse in the study area. Available terrestrial heat flow values were taken from the Heat Flow Map of South America (Hamza and Munoz [1996]). At sea, a few points are available from the Global Heat Flow Database for the eastern Nazca Plate (<http://www.heatflow.und.edu/>). In all cases, the heat-flow observed on the eastern Nazca Plate is very low, only $20 - 40 \text{ mW/m}^2$, which is far below the global average of 100 mW/m^2 , for a 40-45 Ma old oceanic lithosphere (Stein and Stein [1992]). Heat flow values in the lowermost forearc reach $40 - 80 \text{ mW/m}^2$.

4.5.2 Model-1

In this model-1, a 2D finite difference representation of the subduction zone was used to simulate the thermal structure with depth. The model geometry corresponds to a vertical section from the ground surface down to 200 km depth over a 670 km-long transect (Figure 4.9a). The oceanic plate (52 km thick) dips beneath the continental plate (50 km thick) and the asthenosphere at an angle of 30° from the trench to 100 km depth where the plate becomes gently flat. The subduction interface between the two plates corresponds to a 1 km-thick fault zone. This model is purely thermal and doesn't take into account the presence of fluids, mechanical stresses, effects of radiogenic heating in the crust, effects of shear heating along the subduction interface and viscous flow in the mantle edge. This is a conduction model-based on the Fourier's transport law and the energy-balance equation that allow simulation of transient heat conduction in rocks. Thus, this model is well suited for a first approximation of the subduction zone thermal structure. Rocks thermal properties (e.g. thermal conductivity and specific heat) and

Parameters	Model1	Model2	Model3
<u>Continental crust :</u>			
Density	2.9		2.75-3.05*
Thermal conductivity (W/m.°C)	3		2.5
Specific heat (J/kg.°C)	2600		-
<u>Oceanic crust:</u>			
Density	2.9		3.05
Thermal conductivity (W/m.°C)	3		2.9
Specific heat (J/kg.°C)	2600		-
<u>Continental mantle:</u>			
Density	3.3		3.34
Thermal conductivity (W/m.°C)	3		3.3
Specific heat (J/kg.°C)	2600		-
<u>Oceanic mantle:</u>			
Density	3.3		3.32
Thermal conductivity (W/m.°C)	3		3.3
Specific heat (J/kg.°C)	2600		-
<u>Sediments:</u>			
Density	2.9		2.75 **
Thermal conductivity (W/m.°C)	3		2.9
Specific heat (J/kg.°C)	2600		-
<u>Subduction channel:</u>			
Density	1.65		3.05
Thermal conductivity (W/m.°C)	0.25		2.9
Specific heat (J/kg.°C)	1300		-

TAB. 4.1: Thermal properties using for the three thermal models. * : Upper and lower crust, ** : Top 10 km of the subducted channel.

density are given in Table 4.1. The mesh was discretized with a horizontal resolution of 5 km, whereas the vertical spacing varies with the layers geometry. The boundary conditions applied to the model were : (i) a temperature fixed to 0°C at the ground surface, and (ii) a temperature of 1300°C set at a depth of 110 km. Modeling results are presented when temperatures stop varying and the convergence criterion for numerical stability has reached a value of 10^{-5} in the temperature balance between two domains.

4.5.3 Model-2

For this model, we apply a 2D finite-element modeling of a forearc thermal structure in order to determine the temperature distribution along the plate interface and to predict the updip and downdip limits of the seismogenic zone (Figure 4.9b). This approach is based on the model that stick-slip rheological behavior leading to earthquake rupture may be controlled by temperature (Hyndman et al. [1995]; Peacock and Wang [1999]; Gutscher and Peacock [2003]).

We used a finite-element (FE) software developed by Wang and co-workers (Hyndman et al. [1995]; Peacock and Wang [1999]). The 670 km long FE-models consists of 1656 quadrilateral elements, with 5133 nodes. The models include the effects of radiogenic heating in the crust, shear heating along the subduction interface with an effective shear stress of 10 MPa, and viscous corner flow in the mantle wedge (Values for radiogenic heating and thermal conductivities in the continental and oceanic crust, respectively, are given in Peacock and Wang [1999]). The initial boundary conditions include : oceanic lithosphere isotherms for the subducting plate of the appropriate age based on the GDH1 thermal cooling model (Stein and Stein [1992]), 0° C at the surface.

4.5.4 Model-3

Model-3 is obtained by using a 2D plain-strain finite element-finite difference code based on the FLAC method (Cundall and Board [1988]). This code resolves differential equations alternately in a Lagrangian formulation, with the output for the solution of the equations of motion and heat transport used as input to the constitutive equations for a progressive time-explicit calculation. The basic equations of motion and heat transport for Poliakov and Podladchikov [1992] can be found in a number of publications (e.g. Burov and Poliakov [2001]; Gerbault et al. [2003]). Mohr-Coulomb non-associative elastoplasticity is combined with temperature-dependent Maxwell visco-elasticity so that the minimum of both stresses is chosen, and permits to model formation of shear zones. Here the thermal model accounts for a continental lithosphere of 200 Ma old, younger than the continental lithosphere used in our previous models, and with the depth to isotherm 1350°C set at 150 km. In addition, the model accounts for radiogenic heating in the initially 35 km thick continental crust ($Hs = 8.e^{-10}$ W/kg, decaying exponentially over 10km), shear-heating at the subduction interface equal to 10 MPa. Diffusive erosion at the surface is accounted for with a coefficient of 100 m^2/yr (summary in Table 4.2). Mesh resolution is 5 km, and densities and thermal conductivities are given in Table 4.1. The initial model setting is built by incorporating the flat-slab geometry and other lithospheric layers, with mechanical parameters such as Lamé's coefficients, friction and power-law creep parameters that are summarised in Tables 4.2 and 4.3. Within 2 Ma,

Values	Definition
10^4 - 10^2 Pa.s	Range of effective viscosity (power-law creep controlled).
10 MPa	Cohesion (see table 3 for variable friction values)
30 GPa	Lamé elastic constants ($\lambda = G$)
3 cm/yr, 5 cm/yr	Horizontal upper plate, and basal slab-pull velocities
400 km	Radius of curvature of oceanic plate
35 km, 150 km	Initial continental Moho and lithospheric depths
10° - 1350° C	Temperature, surface, base
10 J/kg $^\circ$ C	Specific heat
4° C/km	Initial arc anomaly
3×10^{-5} $^\circ$ C	Thermal expansivity
8×10^{-10} W kg $^{-1}$	Radiogenic heat production
10 km	Radiogenic heat production decay depth
45 Ma, 200 Ma	Thermal ages for the oceanic and continental lithospheres
16 km	Thickness of subduction channel

TAB. 4.2: *Notations and physical values for Model-3 (Turcotte et Schubert, 2002).*

	Oceanic Mantle	Asthenosphere	Continental mantle	Continental upper crust	Continental lower crust	Subducting channel
Power-law creep	dry olivine	dry olivine	wet olivine	granite plagioclase	plagioclase diabase	granite
Friction angle	30°	5°	5°	20°	10°	2 - 5°

TAB. 4.3: *Mohr-Coulomb friction angle and dominant composition defining the dislocation creep parameters for Model-3 (activation energy, constant and exponent values from Ranalli [1995]).*

the model loads mechanically and deforms according to the given initial conditions and applied boundary velocities (slab-pull and upper plate convergence, see Table 4.2). It is thus a sufficient time to assume that a dynamical balance is reached, and that the thermal state will then only evolve very slowly, e.g., we don't consider thermal processes like phase changes, because they are only effective on a scale of time of around 10 Ma (e.g. thermal models by Peacock and Wang [1999]). A noticeable feature of this thermal model (Figure 4.9c), is that sharp changes appear in the continental forearc, to the difference of the more horizontal-like isotherms of the previous models. They correspond to a west-dipping shear zone initiating from the slab elbow at $Y \approx 350$ km (Figure 4.9c), that bounds a pop-up like structure, consequence of the compressional state of stress above the flat slab (overpressure of the order of 150 MPa at about 60 km depth and $Y \approx 350$ km). On the contrary, further east in the lithospheric mantle right above the slab at $Y \approx 580$ km and depth ≈ 120 km (Figure 4.9c), temperatures are less than 900° C and tensile stresses of about 50 MPa developed (out of lithostatic values), and are associated to the slab-pull effect.

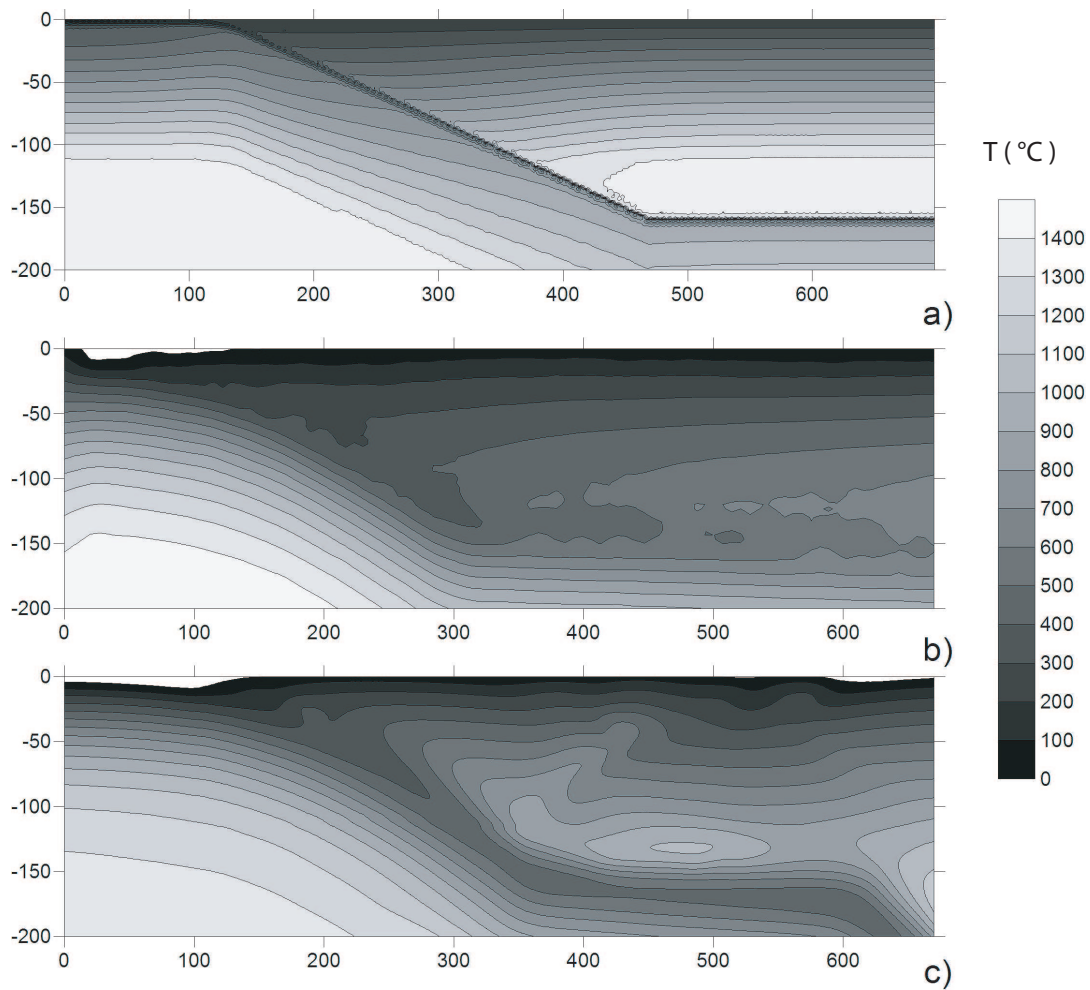


FIG. 4.9: Thermal structure of the flat subduction zone issued from : a) Model-1, purely thermal model, b) Model-2, including radiogenic heating in the crust, shear heating along the subduction interface, c) Model-3, thermo-mechanical model including shear and radiogenic heating, surface processes and mechanical stress-strain interaction, over 2 Ma. Note in Model-3 the effect of a pop-up shear zone in the forearc on isotherms.

4.6 Mineralogical interpretation

Mineralogical facies domains has been determined in the zone by using three 2D thermal models (Model-1, Model-2 and Model-3), considering lithospheric pressure and Hacker and Abers [2004] computational method to calculate seismic velocity versus rock composition. Lithospheric pressure versus depth was computed taking into account a density of continental crust and mantle (Table 4.1). For different rock type at given pressure-temperature couple (P-T) and at each grid-mesh, V_p and V_s were calculated. Each of them was compared with tomographic velocity (Figure 4.8). The mineralogical composition correspond to the minimum value of the difference between the calculated velocity and tomographic velocity. Only differences between calculated and tomographic velocities lower than 0.3 km/s were considered. The 0.3 km/s values was determined empirically.

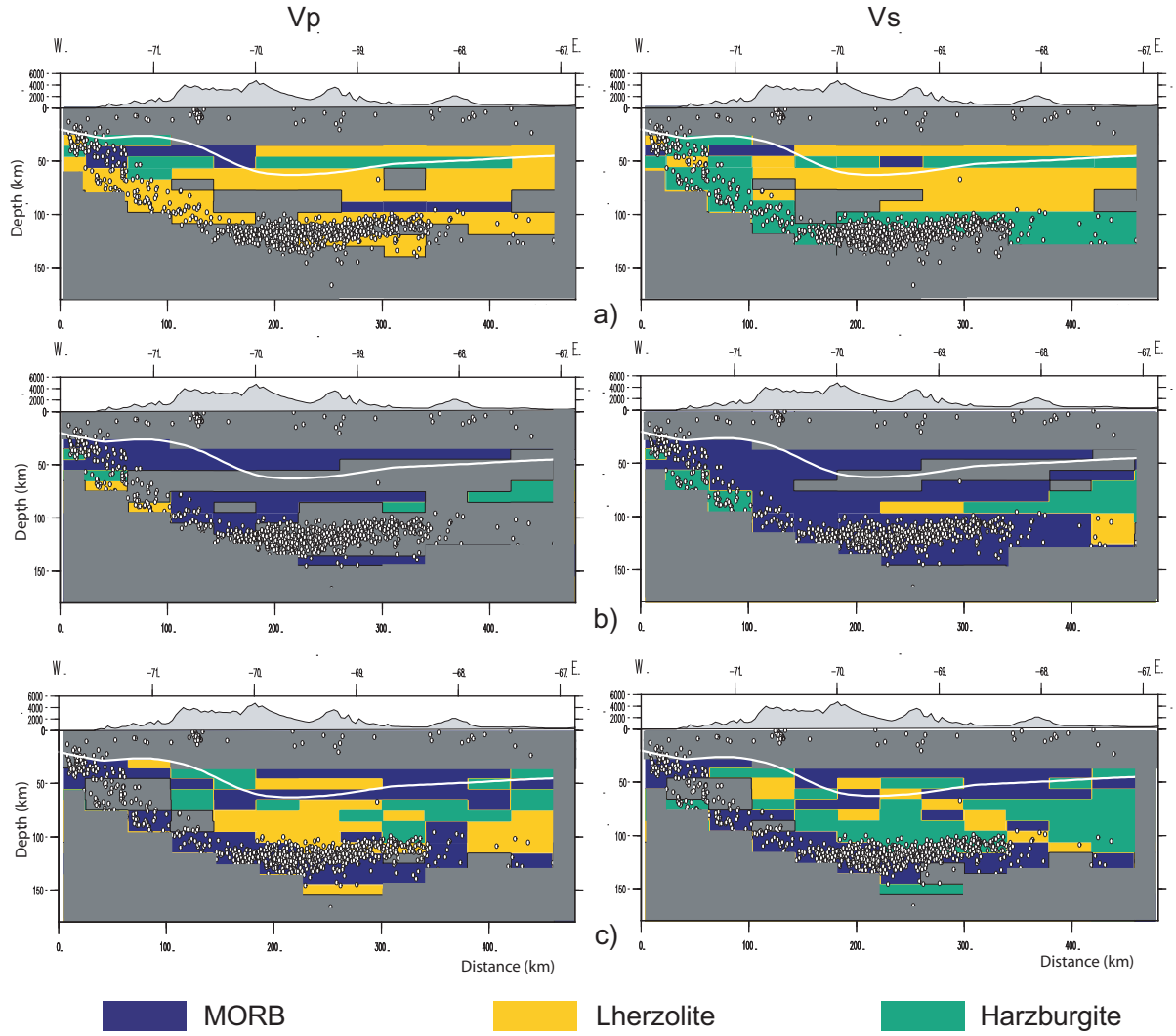


FIG. 4.10: Mineralogical composition of the flat slab region deduced by comparing *P*- and *S*-wave velocities issues from tomography with velocities computed from thermal a) Model-1, b) Model-2 and c) Model-3 using an Excel worksheet and macro of Hacker and Abers [2004]. White dots are the seismic events of Figure 4.2 and 2. Exaggerated topography is added on top of the cross-sections.

In Model-1 (Figure 4.10a) the computed velocities fit only harzburgite and lherzolite mineralogical compositions, probably because temperature in the model is too high and therefore the model too "hot".

In Model-2 (Figure 4.10b), in particular for the *S*-wave velocity model, the continental upper mantle is mainly composed of MORB-type mineralogical compositions. The computed velocities are smaller than those expected for harzburgite-type rocks. This means that temperature is too low and the thermal model too "cold".

For both Model-1 and Model-2, the misfits between computed velocities and tomographic velocities are numerous (large number of gray cells).

In Model-3 (Figure 4.10c), Lherzolite and Harzburgite facies are dominant into the mantle whereas MORB facies is the major component of the slab and part of the lo-

wermost continental crust. However, the velocity model from Hacker and Abers [2004] is more in agreement with the tomographic S-velocity (Figure 4.10c right) than the tomographic P-velocity (Figure 4.10c left). A sketch of mineralogical composition, based on S waves solution, is proposed at Figure 4.13 a.

Slab

We observe two distinct mineralogical phases in the dipping plate composition. The shallow part of the slab is composed of blueschist down to 80 km depth. During this phase formation, the oceanic crust has released around 5-6 wt % H₂O by dehydration in the mantle wedge (Hacker et al. [2003a]). Deeper, between 80 km and 150 km depth, under the influence of the increasing temperature and pressure, blueschist dehydrates and eclogite (diamond eclogite facies) is observed (Hacker et al. [2003a]). The composition of the oceanic crust is only made of two facies, less than those proposed by Manea et al. [2004] in Mexico. These only two facies might denote a poor resolution in velocity tomography used in this study. In the other hand, the "exaggerated thickness" of the oceanic crust (about 25 km thick) in Figure 4.10c and Figure 4.13 is due to the double seismic zone (between 0 km and 100 km depth) in the steep segment of the slab. In the flat segment, the important seismic activity spreads over on a thickness of about 30 km. This anomalous high seismicity is attributed to the subduction of the Juan Fernandez ridge. No reliable seismic data were available to inform on the upper oceanic mantle composition.

Continental crust

Between 71°W and 69.5°W and from 40 km to 60 km depth, the continental crust is characterized by eclogite and chlorite harzburgite located at the lowermost continental crust. Based on receiver function analysis, Calkins et al. [2006] assumed a partially eclogitization of the lower crust beneath San Juan, in Western Sierra Pampeanas (31.5°S, 68°W). Alvarado et al. [2007] extends the eclogitized lower crust to the Cuyania terrane (69.5°W-68°W) and more, till ≈67°W, which is in agreement with Figure 4.13. The origin of the eclogite in the lower continental crust may be due to crustal shortening which thickened the continental crust through thick-skin deformation (Allmendinger et al. [1990]). At 50 km depth, the lowermost crust is under an overpressure of as much as 200 MPa, which might generate eclogitization. We can mention that underneath the Frontal Cordillera (around 70°W), where the continental crust is the thickest and the relief the highest (a part of the thickening of the crust probably is the isostatic answer of the lithosphere to the presence of mountains), chlorite lherzolite and chlorite harzburgite, ultramafic rocks are observed.

Continental upper mantle

The upper mantle pinched between the continental overriding crust and the flat slab seems mainly made of garnet harzburgite and chlorite minerals (Figure 4.13). In the flat slab region where garnet harzburgite dominates, a patch of different materials crossing

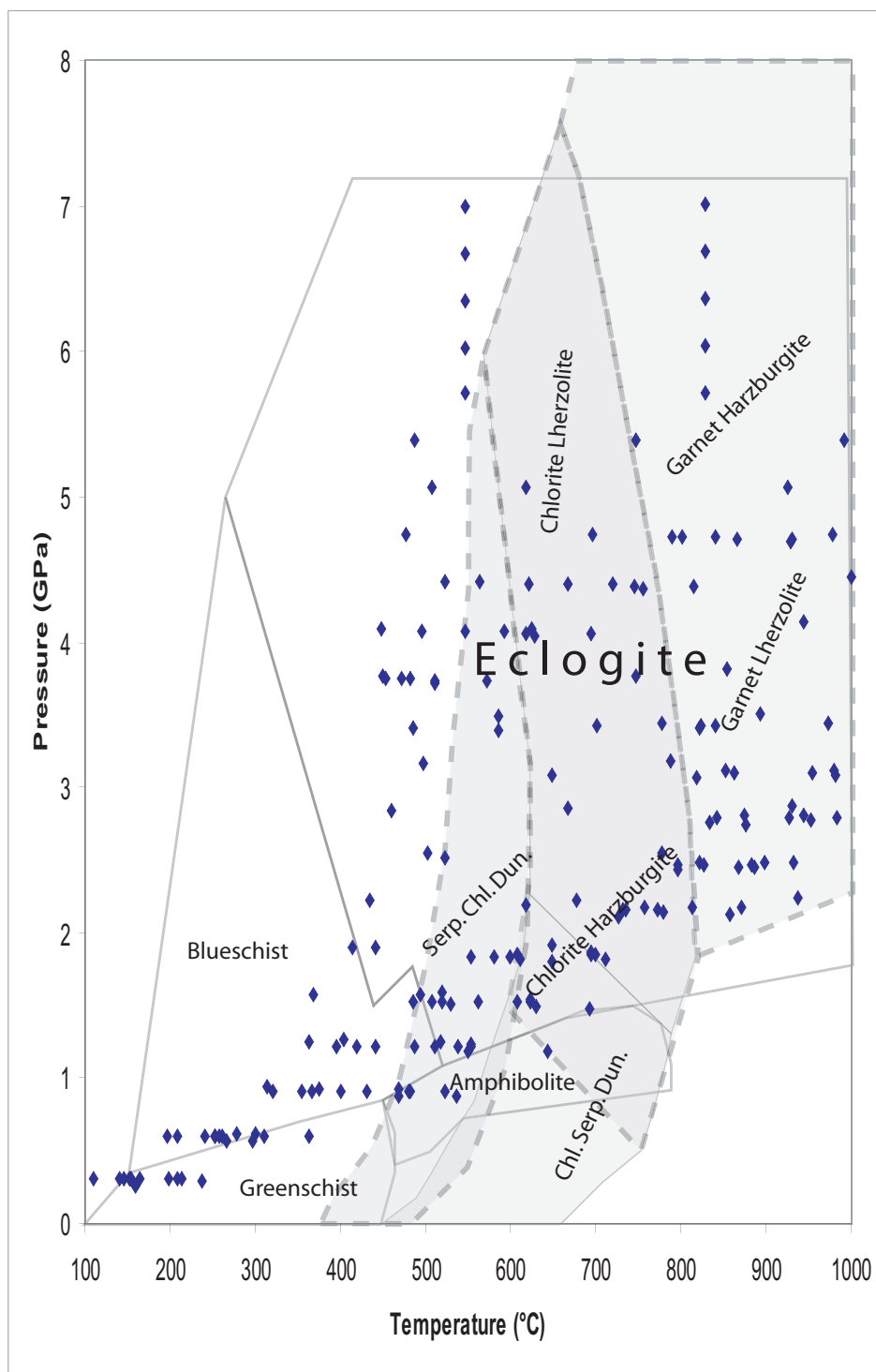


FIG. 4.11: Phase diagrams of MORB, lherzolite (dark gray) and harzburgite (gray and shaded line) to determine the average composition of the upper mantle and the lowermost continental and oceanic crusts. The blue diamonds represent the obtained mineral rocks at each point of the grid-mesh of Model-3.

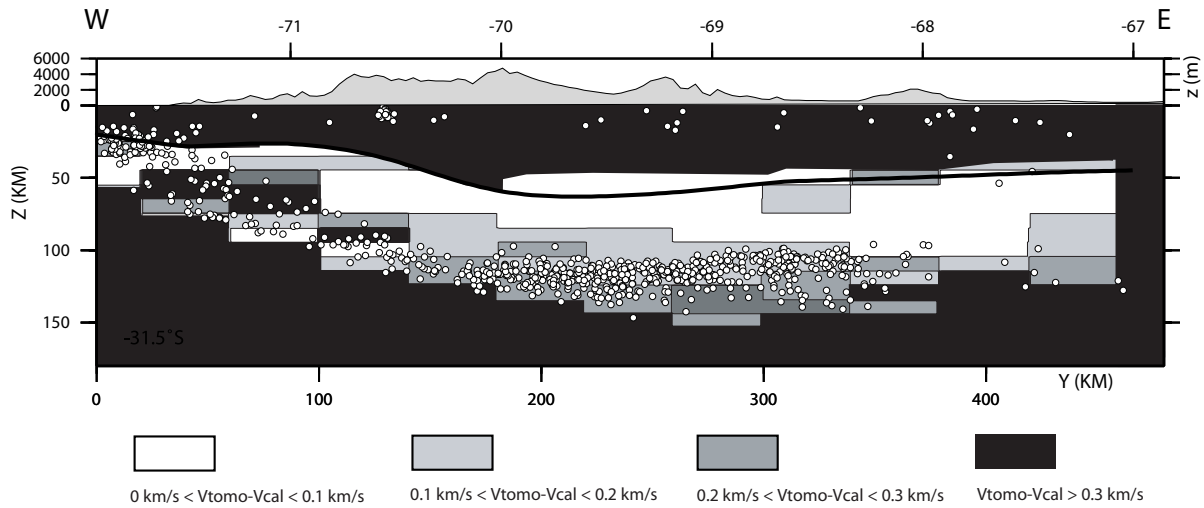


FIG. 4.12: *Difference between V_s obtained by tomography and V_s computed.*

the mantle at $Y=250\text{--}350$ km coincides with a decrease in temperature (see Figure 4.9 c). It can be interpreted as a zone of rock heterogeneities mainly made of eclogite (coming from the uppermost mantle-lowermost continental crust) and lherzolite blobs.

In the steep part of the subduction zone ($Y \approx 0\text{--}200$ km), a serpentine chlorite dunite facies (around 6 wt % H_2O content) composes the shallower and colder part of the mantle wedge (Figure 4.13 a). This rock has already been observed in northern and southern Chile, but also underneath the Cascadian margin and along the Mexican and Japanese subduction zones (Bohm et al. [2002]; Carlson and Miller [2003]; Manea et al. [2004] for a complete review).

At depths greater than 50 km, there is a large-scale "bubble" of chlorite lherzolite submerged in a mantle wedge mainly composed of chlorite harzburgite materials. However, the "bubble" of chlorite lherzolite is more hydrated than the surrounded mantle wedge and is in good agreement with a "bubble" zone of high V_p/V_s ratio surrounded by low V_p/V_s ratio (Figure 4.13 b). The high V_p/V_s ratio generally ensures the presence of fluid or partial melting.

In the mantle wedge, there are also evidencies of eclogite materials underplating the base of the continental crust (Figure 4.13). From the thermal model used (Figure 4.9c), the temperature in the mantle wedge is lower than 900°C , which corresponds to a relatively cold zone (with an overpressure of 150 MPa) and doesn't allow the partial melting of the slab. Furthermore, the chlorite harzburgite composition has a low content of water (≈ 2 wt % H_2O) which does not favour partial melting. As a consequence, volcanic eruptions stopped at the surface when the mantle came colder and poor in water content around 9–10 Ma ago (Jordan et al. [1983]; Kay and Mpodozis [2002]; Ramos et al. [2002]).

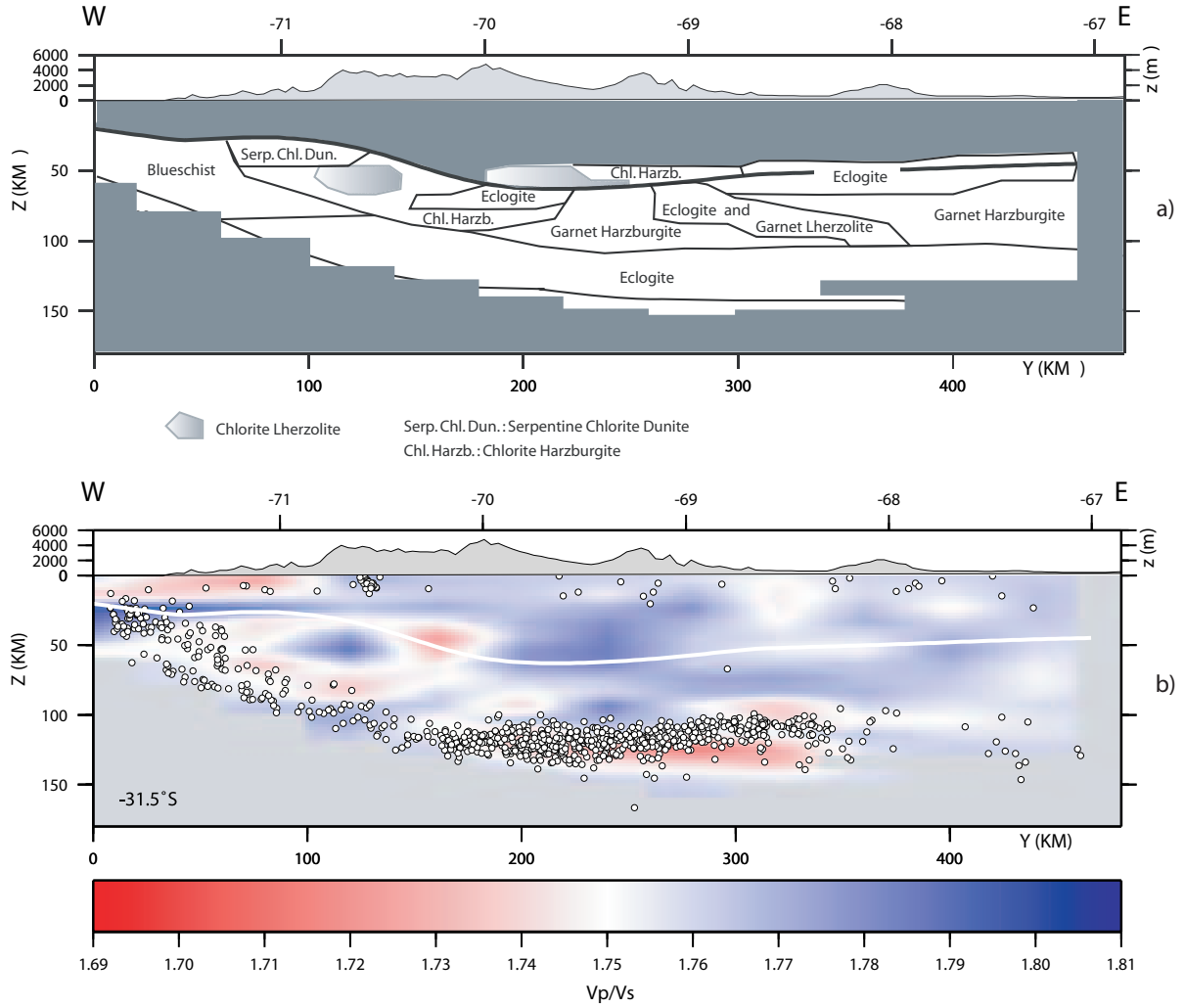


FIG. 4.13: a) A sketch of mineralogical facies deduced from Figure 4.10c and b) V_p/V_s ratio.

4.7 Conclusions

From P- and S-velocity tomographic models, and thermal structure models of the flat subduction zone, we proposed a sketch of the crust and mantle mineralogical composition in Central Chile-Western Argentina (30°S-32°S). The thermal models computed for the flat subduction segment are of different complexity and have a great influence on the mineralogical facies determination as can see in Figure 4.10. The mineral composition of the oceanic crust and the continental lithosphere obtained in this study are yet preliminary. Further work should enhance the mineralogical model by matching better pressure-temperature conditions and more detailed seismic velocity structures. In addition, a similar analysis should be performed in the steep slab segment (south to 33°S) to determine a mineralogical model.

We observe some similarities between the V_p/V_s ratio models obtained by tomography (Figure 4.13 b) and the mineralogical model (Figure 4.13 a). The bubble of chlorite

Lherzolite observed in the mantle wedge coincide with a high V_p/V_s ratio.

Blobs of eclogite into the "hot" mantle might be due to delamination processes of eclogite located at the base of the lower continental crust.

Troisième partie

Atténuation des ondes sismiques

Chapitre 5

Modélisation du spectre d'amplitude

Contrairement au temps des premières arrivées, l'amplitude des ondes est peu utilisée pour déterminer la nature d'un milieu. Pourtant le signal des ondes directes P et S enregistré contient beaucoup d'information sur la source de l'évènement et sur la propagation et l'atténuation de l'onde dans le milieu étudié.

L'atténuation exprime la décroissance de l'amplitude de l'onde quand celle-ci se propage à travers un milieu anélastique. Elle s'exprime par le facteur de qualité Q et est causée par deux sources principales : l'absorption intrinsèque du milieu (Q_i), et la diffraction due aux hétérogénéités du milieu, souvent appelée "scattering" et notée Q_{scatt} . Dainty [1981] exprime la relation entre ces trois facteurs par l'équation :

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_{scatt}} \quad (5.1)$$

L'atténuation des ondes due à la divergence géométrique du front d'onde est considérée comme une source secondaire, et varie en $\frac{1}{4\pi R^2}$ pour un front d'onde sphérique. Il est donc facile d'en corriger le signal. Les données d'atténuation complètent les informations obtenues grâce aux vitesses des ondes. Le phénomène d'atténuation est plus complexe que la propagation élastique des ondes, et les mesures en laboratoire sont difficiles à effectuer. En effet les mécanismes qui contribuent à l'atténuation sont nombreux et le moindre changement dans les conditions expérimentales peut affecter de manière significative la valeur de l'atténuation. Néanmoins la sensibilité à la température, à la teneur en fluide, et aux hétérogénéités rend l'étude de l'atténuation très utile à la caractérisation du milieu.

La méthode du spectre d'amplitude présentée dans ce chapitre, permet, par l'étude du contenu fréquentiel des ondes directes P et S, de calculer le coefficient d'atténuation $\eta = \frac{1}{Q}$. Rien ne nous permet d'affirmer que cette atténuation est uniquement due à l'atténuation intrinsèque du milieu, même si l'information sur le "scattering" est plutôt contenue dans l'ensemble des ondes arrivant après les ondes directes (aussi appelé "coda") et non dans les premières arrivées. Cependant une contamination de l'onde directe S par la coda de l'onde P, ou la présence d'ondes diffractées dans la fenêtre de sélection est

toujours possible. Nous parlerons donc d'atténuation sans distinction entre intrinsèque et "scattering".

Sommaire

5.1	Théorie et signal utilisé	112
5.2	Influence des paramètres f_c, Ω_{ij}, et t^* sur l'amplitude spectrale du déplacement	114
5.3	Détermination de t^*	116
5.3.1	Application aux données réelles	117
5.3.1.1	Choix de la taille de la fenêtre du signal utilisé	117
5.3.1.2	Gamme de fréquence choisie pour la modélisation . .	120
5.3.2	Discussion de la dépendance en fréquence de Q	120
5.3.3	Jeu de données des paramètres d'atténuation t^*	121

5.1 Théorie et signal utilisé

La modélisation du spectre d'amplitude du déplacement ou de la vitesse, est une méthode couramment utilisée pour caractériser la source d'un séisme, mais elle peut également être facilement appliquée au calcul du coefficient de qualité Q_{ij} d'une onde entre une source i et une station j . Dans le cas de notre étude, nous avons utilisé l'expression suivante (équation 5.2) d'Abercrombie [1995] pour modéliser le spectre d'amplitude du déplacement (A_{ij}) de chacune des ondes P et S enregistrées au cours des différentes campagnes :

$$A_{ij}(f) = S_i(f)R_iG_{ij}\Theta_j(f)e^{-\pi f t_{ij}^*} \quad (5.2)$$

$S_i(f)$ est la fonction source (considérée comme ponctuelle), R_i est le diagramme de radiation de la source, G_{ij} est le terme de propagation, $\Theta_j(f)$ est l'effet de site à la station j et :

$$t_{ij}^* = \frac{t_{ij}}{Q_{ij}} = \int_{trajet} \frac{ds}{v(s)Q(s)} \quad (5.3)$$

t^* est un paramètre positif, déterminé entre une station i et une source j , où t_{ij} et Q_{ij} sont respectivement le temps d'arrivée de l'onde P ou S sélectionnée et le facteur de qualité moyenné le long du trajet joignant la source i et la station j . $Q(s)$ et $v(s)$ sont le facteur de qualité et la vitesse de l'onde le long du segment ds .

Pour la fonction source $S_i(f)$, on suppose un modèle de source en ω^{-2} de type Brune (Boatwright [1980]) :

$$S_i(f) = \frac{\Omega_0}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^4\right]^{\frac{1}{2}}} \quad (5.4)$$

où f_c est la fréquence coin liée à la taille de la source et Ω_0 est l'amplitude de cette source. Dans la suite, nous utiliserons $\Omega_{ij} = \Omega_0 R_i G_{ij}$ pour décrire la contribution à la

fois de la source i (Ω_0 et R_i) et du terme de propagation G_{ij} .

Hanks [1982] suggère que la fréquence coin f_c observée dans certains cas ne représenteraient pas la fréquence coin de la source mais plutôt une composante haute fréquence, contrôlée par des effets de site superficiels (f_{cmax}). On suppose que les effets de site n'affectent pas les valeurs de t^* si on permet à f_c de varier librement (Lees and Lindley [1994]). L'équation(5.2) devient donc :

$$A_{ij}(f) = \frac{\Omega_{ij}}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_{cmax}}\right)^4\right]^{\frac{1}{2}}} e^{-\pi f t_{ij}^*} \quad (5.5)$$

Sur un sismogramme (Figure 5.1 a), si le temps d'arrivée de l'onde directe P ou S est en général facilement repérable, il est beaucoup plus délicat de définir la durée de la fenêtre qui contiendra toute l'énergie de cette onde (la source n'émet pas toute l'énergie d'un coup ; elle a une durée d'émission dont dépendra la magnitude de l'évènement).

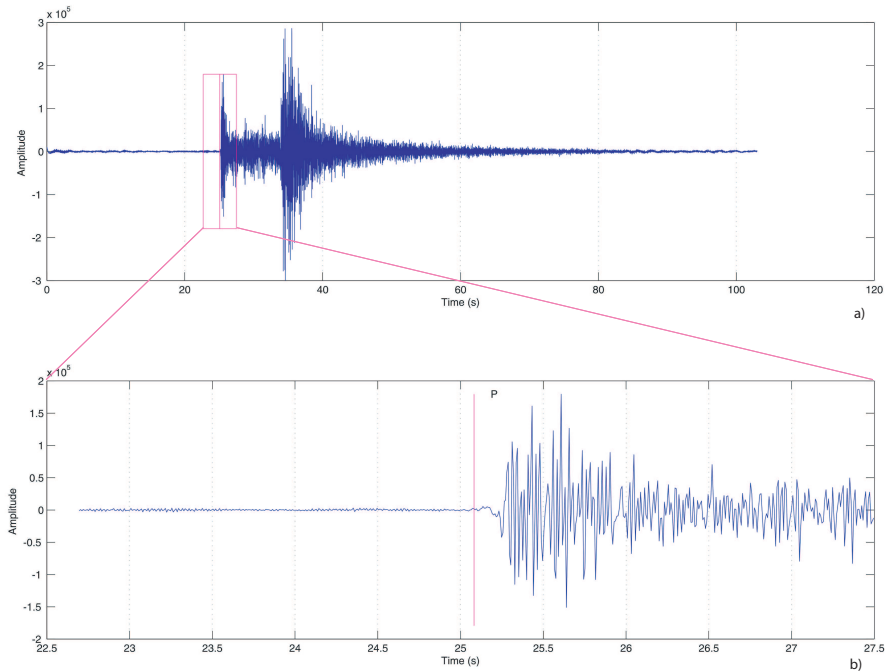


FIG. 5.1: Sismogramme de l'évènement du 8 novembre 2002 à 18h02 enregistré à la station AUCO. La fenêtre de signal sélectionné pour calculer t^* pour l'onde P et celle de bruit de durée identique juste avant l'arrivée de l'onde P sont représentées en rose sur le figure a). La figure b) est un zoom de ces fenêtres.

La taille de la fenêtre de sélection temporelle, qui sera utilisée pour l'analyse du spectre d'amplitude, sera fixée en fonction de la magnitude de l'évènement. En effet, plus l'évènement est important, plus la durée d'émission de la source est grande. Cependant, pour des évènements de magnitude comprise entre 1 et 5, la longueur de la fenêtre temporelle peut être fixée. Il faudra cependant faire attention à la taille de cette fenêtre,

si celle-ci est trop grande, elle risquerait de contenir des ondes converties et diffractées. Au contraire, si la fenêtre est trop petite, la composante basse fréquence du signal ne sera pas représentée.

Le contenu fréquentiel de cette fenêtre aura obligatoirement une composante due au bruit. Dans un premier temps, nous ne considérerons que les sismogrammes dont le rapport (Amplitude de l'onde P ou S)/(Amplitude du bruit) est supérieur à 2 (dans les études de Abercrombie [1995] et Schurr [2000], ce rapport est pris supérieur à 3), et où les temps d'arrivée auront été pointés très précisément. Après avoir converti nos sismogrammes, initialement en vitesse, en déplacement et après déconvolution de la réponse instrumentale, nous avons corrigé le signal du bruit. Pour cela, nous avons sélectionné une fenêtre de bruit juste avant l'arrivée de l'onde P (Romero et al. [1997]), de même taille que celle du signal (Figure 5.1 b). Nous avons appliqué une transformée de Fourier aux signaux des deux fenêtres (Figure 5.2 a) et ôté le spectre du bruit à celui du signal de l'onde directe pour obtenir le spectre d'amplitude du déplacement $A_{ij}(f)$ à une station j pour une source i (Figure 5.2 b).

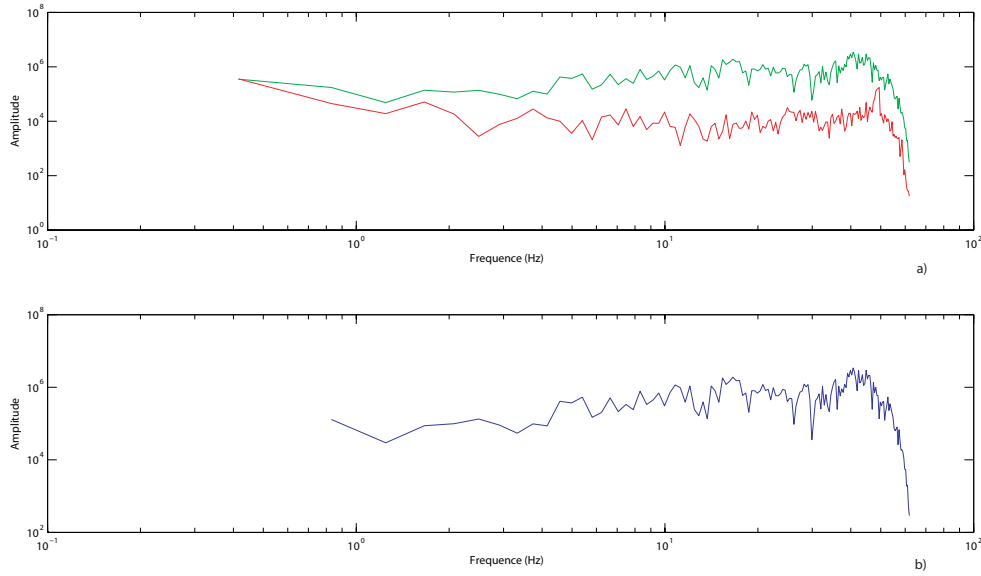


FIG. 5.2: Spectres d'amplitude du déplacement du sismogramme de la figure 5.1. a) En vert est représenté le spectre du déplacement du signal de l'onde P, en rouge, le spectre du bruit contenu dans la fenêtre précédant l'onde P. b) Le spectre d'amplitude du déplacement corrigé du bruit.

5.2 Influence des paramètres f_c , Ω_{ij} , et t_{ij}^* sur l'amplitude spectrale du déplacement

Les figures 5.3 et 5.4 montrent l'influence des trois inconnues Ω_{ij} , f_c et t_{ij}^* sur des spectres d'amplitude synthétiques du déplacement. Pour chacun des cas présentés, un

seul des paramètres varie. Dans notre modélisation, Ω_{ij} représente l'amplitude de la source sismique. Ce paramètre, directement relié à la magnitude de l'évènement, influe plutôt sur le contenu basses fréquences (Figure 5.3).

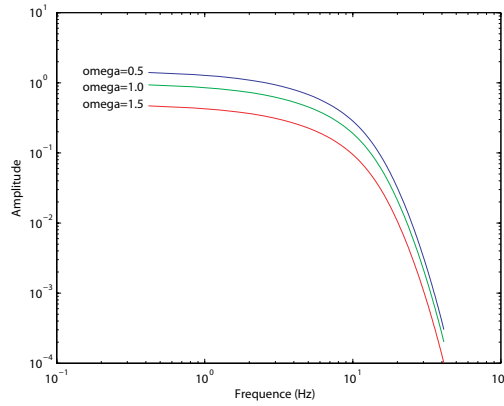


FIG. 5.3: Influence du paramètre de la source Ω_{ij} sur la forme du spectre d'amplitude du déplacement, pour des valeurs de $t^* = 0.05s$ et $f_c = 15Hz$ fixes.

La fréquence coin f_c (Figure 5.4 a)) représente la fréquence à partir de laquelle l'amplitude spectrale commence à décroître. t^* est directement relié à la pente de décroissance du spectre dans les hautes fréquences : plus la décroissance est rapide, plus la valeur de t^* est petite (Figure 5.4 b)). De plus on observe sur les figures 5.4 a) et b) une influence réciproque entre t^* et f_c . Lorsque f_c varie, la pente de décroissance du spectre dans les hautes fréquence (donc t^*) varie également et inversement.

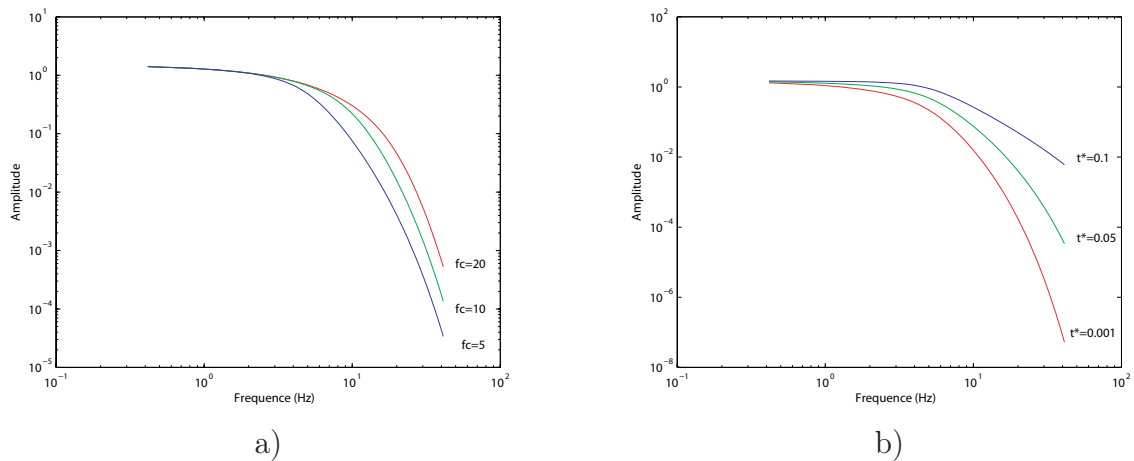


FIG. 5.4: Influence du paramètre de la source f_c pour des valeurs de $t^* = 0.05s$ et $\Omega = 1$ fixes a) et du paramètre d'atténuation t^* pour des valeurs de $f_c = 15Hz$ et $\Omega = 1$ fixes b) sur la forme du spectre d'amplitude du déplacement.

Ce "trade-off" (ou inter connection) entre le paramètre d'atténuation et la fréquence coin de la source est donc problématique dans l'optique d'une détermination relativement

précise de t^* . Nous verrons dans la suite comment nous avons résolu ce problème. Comme mentionné précédemment, nous avons choisi de laisser f_c varier librement de façon à prendre en compte la contribution des effets de site.

5.3 Détermination de t^*

Le spectre d'amplitude du déplacement est modélisé par l'équation 5.5. Dans un premier temps nous avons résolu cette équation linéairement en prenant le logarithme de $A_{ij}(f)$ (Equation 5.6) pour différentes valeurs de f_c . Cette solution dite linéaire ne sera qu'une approximation de la valeur cherchée (Menke [1989]).

$$\log[A_{ij}(\omega) * \sqrt{(1 + (f/f_c)^4)}] = \log[\Omega_{ij}] - \pi f t_{ij}^* \quad (5.6)$$

Néanmoins cette solution est essentielle car elle sert de valeur de départ dans la recherche d'une solution par une inversion de type non linéaire de l'équation 5.5 (Ibanez et al. [1993]) : à partir des valeurs initiales de f_c , Ω_{ij} et t^* , on cherche à minimiser l'écart entre le spectre d'amplitude observé $A_{ij}(\omega)$ et sa modélisation suivant l'équation 5.5.

Pour valider notre code, nous avons cherché à calculer le facteur de qualité Q sur des signaux synthétiques construits dans un milieu homogène dont la vitesse des ondes P vaut 6 km/s et pour un facteur de qualité $Q_p = 600$. La source synthétique est localisée à 44.108°N, 6.978°E, 100 km de profondeur. La station STA, elle, est placée à 44.184°N, 8.050°E, à la surface, soit une distance source-station de 132.06 km.

Les déplacements suivant les composantes E-W, N-S et verticale qui seraient enregistrés à la station STA sont représentés sur la Figure 5.5. Les spectres d'amplitude associés (Figure 5.6) sont modélisés dans la gamme de fréquence [0-20Hz]. Les facteurs de qualité Q calculés en modélisant ces spectres valent 624 pour la composante E-W, 644 pour la composante N-S et 618 pour la composante verticale. Ces valeurs sont assez proches de la valeur cherchée $Q = 600$. Donc, à priori, le facteur de qualité de l'onde P pourrait être déterminé à partir de la modélisation du spectre d'amplitude du déplacement suivant la composante de notre choix et suivant la résolution de l'équation 5.6.

Cependant, dans le cas des enregistrement de séismes, non seulement les valeurs du facteur de qualité Q diffèrent suivant les composantes, mais en plus le spectre dans les basses fréquences ne présente pas toujours de "plateau" comme décrit par l'équation 5.6 ou comme représenté sur les Figures 5.3 et 5.4.

La plupart des études de t^* ne considère que l'atténuation des ondes P et ne considère donc que la composante verticale du déplacement. Dans le cas de l'étude du spectre d'amplitude du déplacement des ondes S , les deux composantes horizontales sont utilisées (Drouet et al. [2005]) de sorte que l'amplitude vaut $A_{ij}^S(f) = \sqrt{(A_{ij}^{NS}(f))^2 + A_{ij}^{EW}(f))^2}$.

Dans notre étude, nous nous sommes rendu compte que nous ne retrouvions pas le plateau observé sur les synthétiques de la Figure 5.3. En utilisant le spectre du dépla-

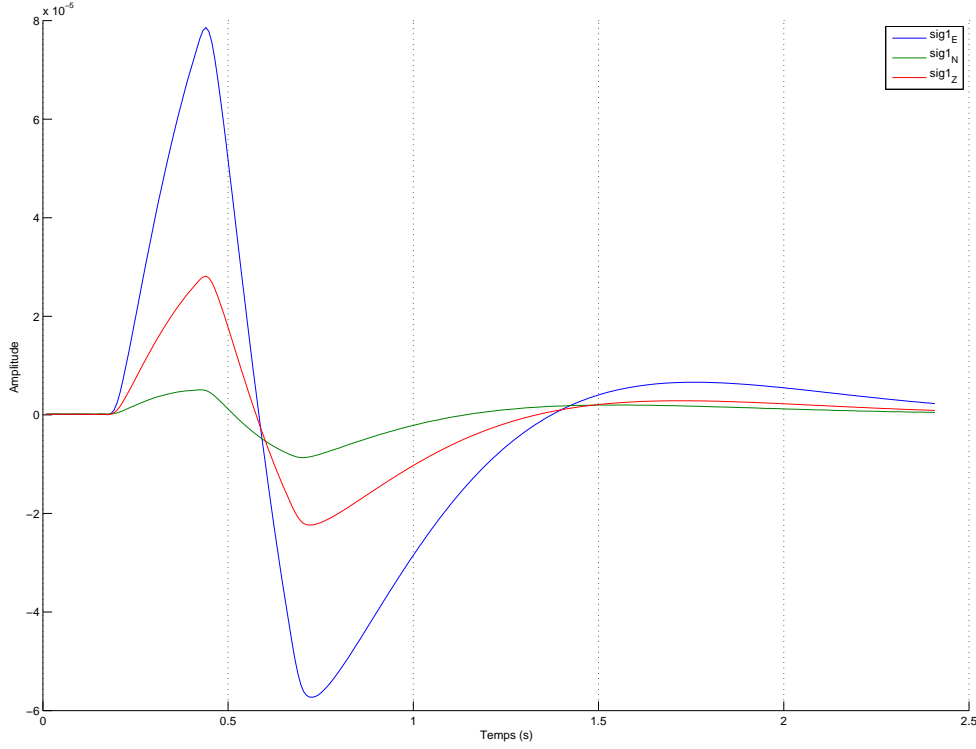


FIG. 5.5: *Déplacement synthétique de l'onde P suivant la composante E-W en bleu, N-S en vert et verticale en rouge.*

cement total $A_{ij}^T(f) = \sqrt{(A_{ij}^{NS}(f))^2 + A_{ij}^{EW}(f))^2 + A_{ij}^Z(f))^2}$ (Figure 5.7 b)), on retrouve mieux ce comportement de "plateau" dans les basses fréquences.

Sur la Figure 5.8, nous observons que la solution de l'équation non linéaire 5.5 (en vert) modélise mieux les basses fréquences, alors que la décroissance du spectre dans les hautes fréquences est mieux déterminée avec la solution de l'équation linéaire 5.6 (en rose). Au vu de l'influence des trois inconnues (Ω_{ij} , f_c et t_{ij}^*) sur la forme du spectre (Figures 5.3 et 5.4), on peut donc considérer que la solution de l'équation non linéaire contribue plutôt à la détermination des paramètres de la source. Nous espérons ainsi minimiser le "trade-off" entre la détermination de la fréquence coin de la source et le paramètre t^* . Aussi, dans la suite de ce travail, nous calculerons t^* directement à partir de l'équation 5.6.

5.3.1 Application aux données réelles

5.3.1.1 Choix de la taille de la fenêtre du signal utilisé

Comme mentionné précédemment, la taille de la fenêtre de sélection est très importante pour éviter toute contamination des ondes diffractées, et pour bien prendre en compte la composante basse fréquence du signal. Hauksson and Shearer [2006] utilisent une fenêtre

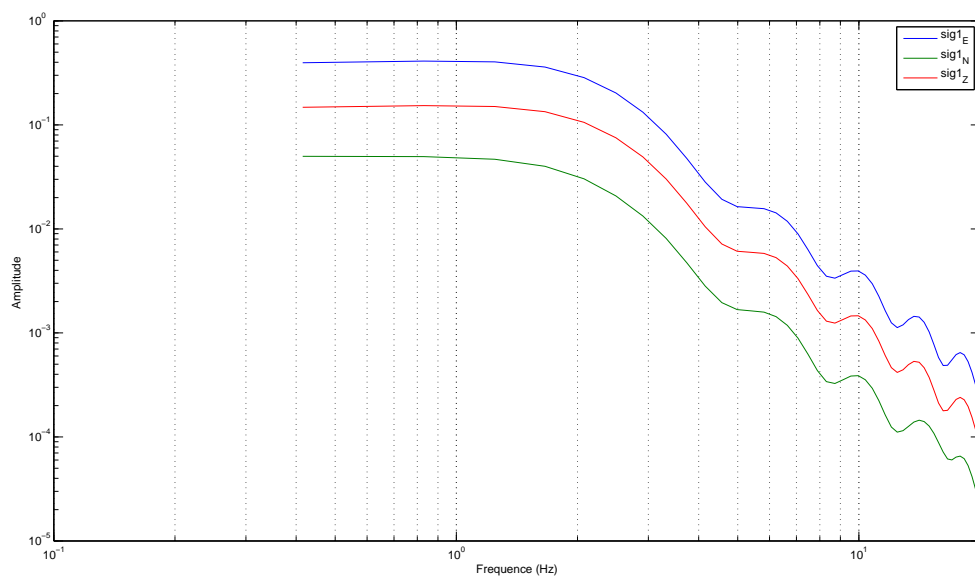


FIG. 5.6: *Spectre d'amplitude du déplacement synthétique de l'onde P suivant la composante E-W en bleu, N-S en vert et verticale en rouge.*

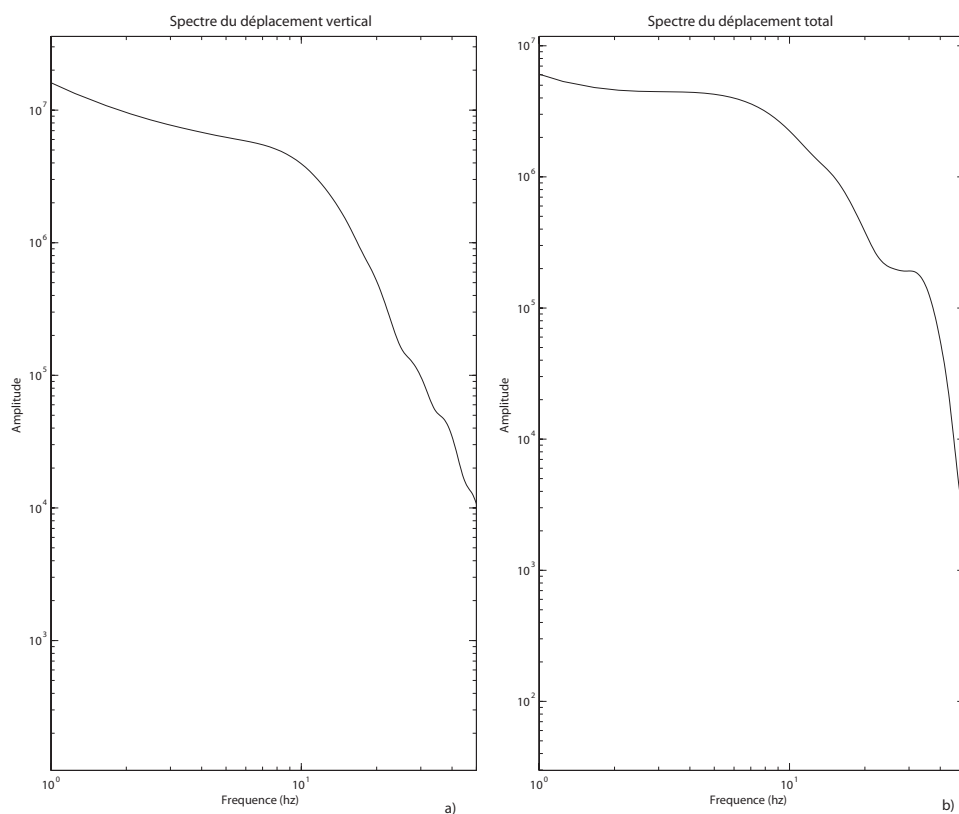


FIG. 5.7: *Spectre d'amplitude observé à la station LOCU du déplacement a) vertical (composante Z) b) et total de l'évènement du 9 octobre 2002 à 18h39m.*

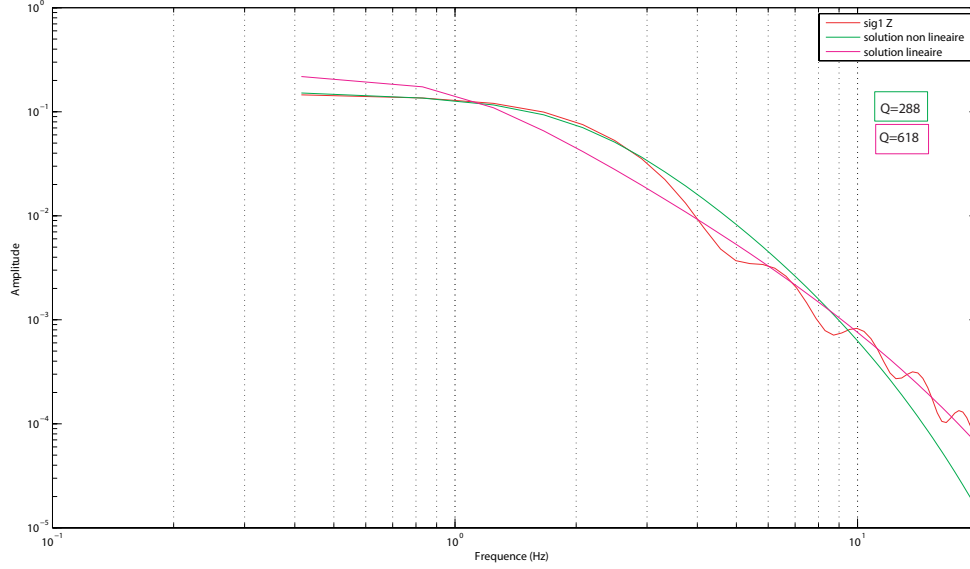


FIG. 5.8: Spectre d'amplitude du déplacement synthétique de l'onde P suivant la composante verticale en rouge, et la solution linéaire (en rose) et non linéaire (en vert) de la modélisation.

de 2.56 s pour modéliser des spectres d'amplitude de 5000 évènements de magnitude comprise entre 2.3 et 5.8 ; Abercrombie [1995] adapte la taille de la fenêtre suivant la magnitude (1s pour des $M_L < 3$, 2 s pour $3 \leq M_L \leq 4$, et enfin 4 s pour des magnitudes supérieures à 4) ; Schlotterbeck and Abers [2001] utilisent des fenêtres allant de 1.5 s à 4.5 s suivant les séismes.

La durée d'émission de la source responsable d'un évènement de magnitude 5 est de 1s environ, et est inférieure à 0.1 s dans le cas d'un magnitude 3 (Singh et al. [2000]). La dispersion des ondes dans le milieu entraîne un élargissement du pulse (ou paquet d'onde) entre la source et la station. La fenêtre de sélection autour des premières arrivées devra donc être plus grande que la durée d'émission de la source. Toro and McGuire [1987] relie la fréquence coin de la source " f_c " à la largeur du pulse des ondes Lg " dt ", pour une distance source-station R comprise entre 100 et 200 km, ce qui est en grande majorité notre cas (Figure 5.9), par la relation :

$$dt = \frac{1}{f_c} + 0.1(R - 100) \quad (5.7)$$

Ce qui pour une source ayant une fréquence coin de l'ordre de 15Hz (ce qui est observé dans notre étude) et dont le signal est enregistré à 150 km, entrainerait une largeur du pulse des ondes Lg de 5 s. Les ondes Lg sont des ondes S réfléchies une ou plusieurs fois dans la croûte terrestre. Ces ondes voyagent plus longtemps à l'intérieur de la terre que l'onde directe S, aussi la largeur de leur pulse sera donc plus grande.

Dans notre étude, nous avons fixé la taille de la fenêtre de sélection autour de l'onde P à 2.4 s d'après Sichien et al. [2008] qui a travaillé sur les données de la campagne OVA99.

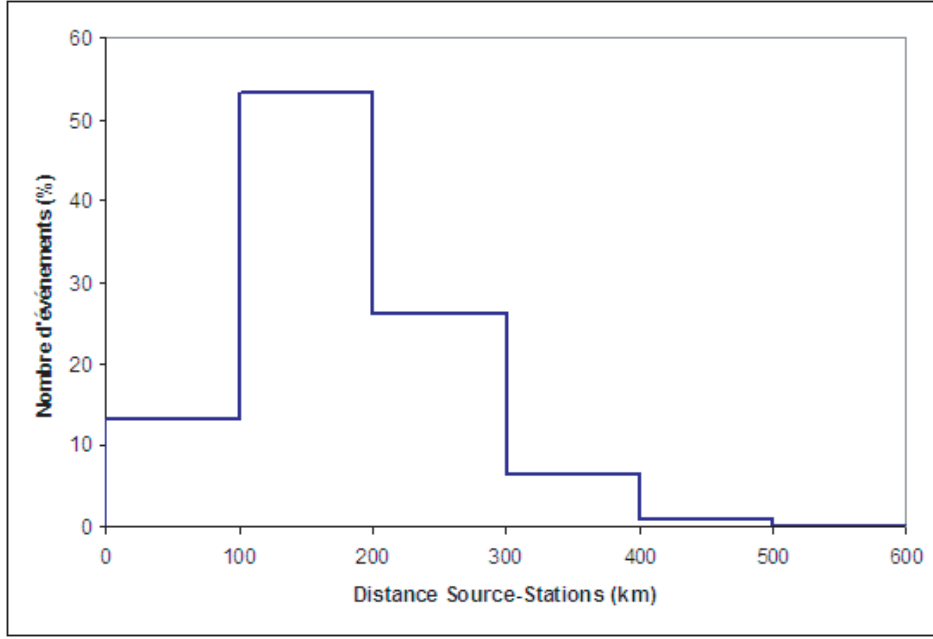


FIG. 5.9: Nombre d'événements pour lesquels nous avons déterminé une valeur de t^* en fonction de la distance hypocentrale.

Cette valeur est très proche de celle utilisée par Schurr et al. [2003] dans le nord Chili. La taille de la fenêtre de sélection autour de l'onde S a peu d'influence sur la valeur finale de t_s^* . En effet, ces valeurs sont relativement stables pour des tailles de fenêtres allant de 2.4 à 3.2 (Figure 5.10). Néanmoins, les ondes S voyageant plus longtemps dans le milieu que les ondes P, la dispersion de ces ondes sera plus importante. Nous avons donc opté pour une fenêtre de sélection légèrement supérieure à celles utilisées pour les ondes P. Nous observons de légères variations de t_s^* pour des largeurs de fenêtre de sélection de 3 s, nous avons donc fixé la taille de cette fenêtre à 2.8 s.

5.3.1.2 Gamme de fréquence choisie pour la modélisation

Le pas d'échantillonnage des données CHARISME étant de 125 pts/s, la fréquence de Nyquist est de 62.5 Hz. La gamme de fréquence dans laquelle nous modéliserons notre spectre d'amplitude sera [1-40 Hz]. Pour des séismes de magnitude M_L comprises entre 2 et 5, la fréquence coin de la source f_c varie entre 25 Hz et 5 Hz (Madariaga [1976]).

5.3.2 Discussion de la dépendance en fréquence de Q

Le paramètre Q est généralement considéré comme dépendant de la fréquence, selon la loi $Q(f) = Q_0 f^\alpha$ (Lees and Lindley [1994], Garcia et al. [2004], Drouet [2006] entre autres) où Q_0 vaut $Q(f)$ à la fréquence de 1 Hz. Ainsi $t^*(f) = t_0^* f^{-\alpha}$ avec :

$$t_0^* = \int_{path} \frac{ds}{v(s)Q_0(s)} \quad (5.8)$$

L'équation 5.6 à résoudre devient :

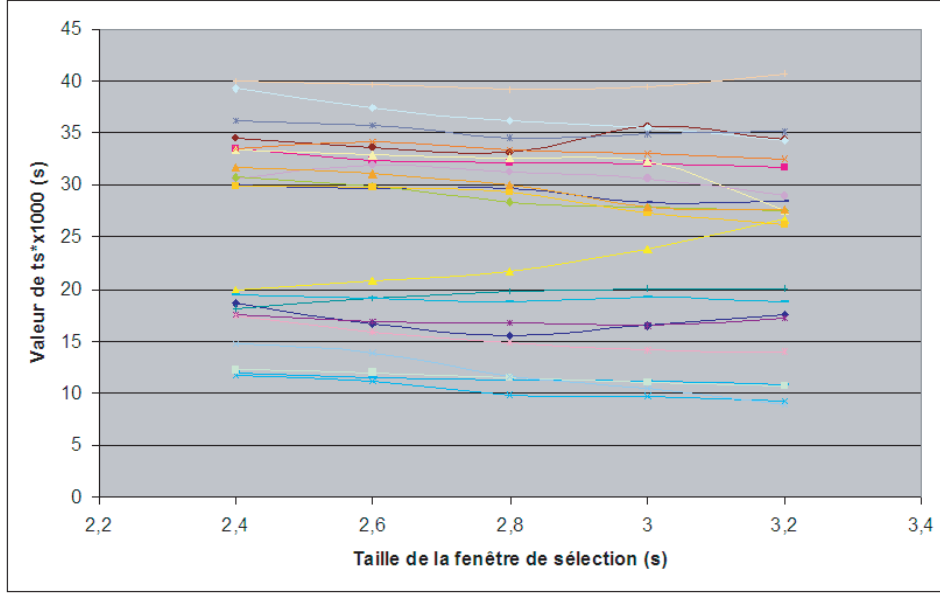


FIG. 5.10: Influence de la taille de la fenêtre de sélection sur la valeur de t_s^* , pour 22 enregistrements du 15 novembre 2002 par la campagne CHARMSME.

$$\log[A_{ij}(\omega) * \sqrt{(1 + (f/f_c)^4)}] = \log[\Omega_{ij}] - \pi f^{(1-\alpha)} t_{ij}^* \quad (5.9)$$

Des valeurs de α ont été testées dans l'intervalle $[-2, 2]$ par pas de 0.1, de façon à chercher la valeur de α qui minimise la RMS de la résolution de l'équation 5.9. Dans cette étude, il apparaît que le facteur de qualité Q est globalement indépendant (ou du moins dépend très faiblement $\alpha = 0.1$) de la fréquence ($\alpha = 0$, Figure 5.11). Néanmoins, certaines valeurs de t^* ont une dépendance fréquentielle forte. La loi $Q(f) = Q_0 f^\alpha$ a été proposée au départ pour le facteur de qualité dû au scattering Q_{scatt} (Aki and Chouet [1975], Tsujiura [1978] entre autres).

La dépendance en fréquence de Q est donc faible mais elle existe. Considérons notre gamme de fréquence de $[1-40\text{Hz}]$ et une dépendance en fréquence telle que $\alpha = 0.1$, pour un Q_0 de 600 à la fréquence de 1Hz, l'atténuation vaudra 867 à 40 Hz. Cette différence peut sembler importante, cependant elle n'influera pas sur le résultat final, car l'erreur que nous obtenons sur la détermination du modèle initial d'atténuation en couche est du même ordre de grandeur de ± 200 pour Q_p et Q_s (voir Chapitre 6).

5.3.3 Jeu de données des paramètres d'atténuation t^*

Au final nous obtenons, pour la campagne CHARMSME, un jeu de données où les paramètres t^* ont été déterminés sur une fenêtre temporelle de 2.4 s autour des ondes P et 2.8 s autour des ondes S, en modélisant le spectre d'amplitude du déplacement total enregistré suivant les 3 composantes des sismogrammes dans la gamme de fréquence $[1-40\text{Hz}]$. Ce jeu de données comprend 7360 t_p^* et 7949 t_s^* .

Comparé au nombre de pointés des ondes P et S que nous avons pour réaliser la tomographie en vitesse, le nombre de paramètres t^* dont nous disposons pour la tomo-

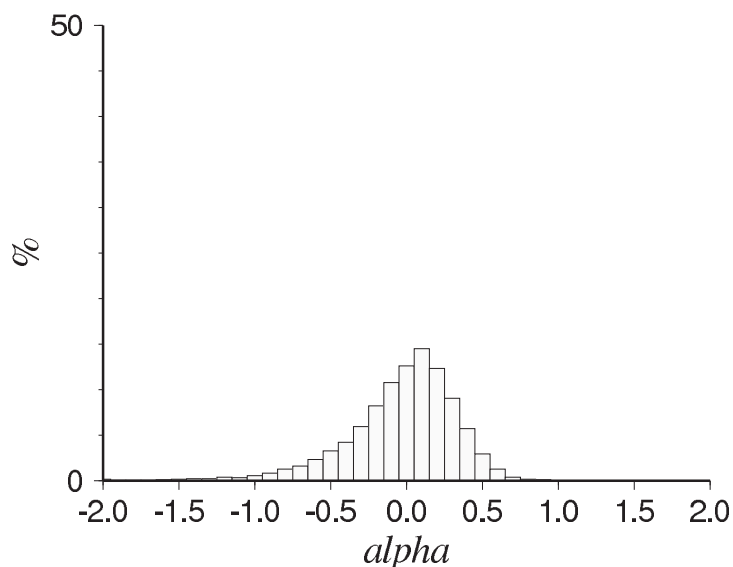


FIG. 5.11: *Histogramme des valeurs d' α obtenues lors de la résolution de l'équation 5.9.*

graphie en atténuation est très inférieur (en grande partie à cause des critères de sélection sur les spectres d'amplitude). Il en découle que le nombre de trajets source-station le long desquels nous aurons une valeur du coefficient de qualité Q dans notre zone d'étude sera plus faible. La Figure 5.12 représente la densité de rais à différentes profondeurs, nous voyons clairement que ces rais ne sont pas répartis de manière égale suivant les longitudes et suivant les profondeurs. Au vu du nombre de données et de cette couverture hétérogène des rais, il a fallu adapter la taille de notre grille d'inversion en conséquence.

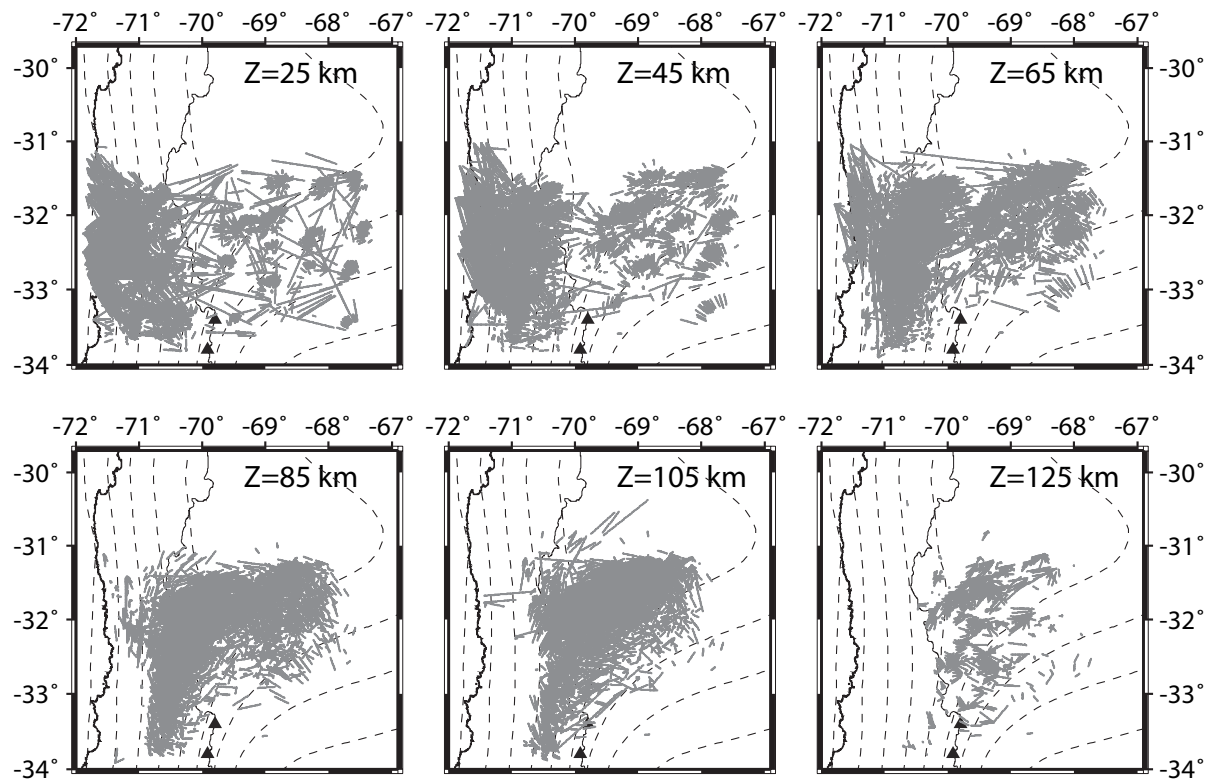


FIG. 5.12: Densité de rais des ondes P, pour la tomographie en atténuation, à 25 km, 45 km, 65 km, 85 km, 105 km et 125 km de profondeur.

Chapitre 6

La tomographie en atténuation

Dans le cadre de cette étude, nous avons fait le choix d'adapter le code de tomographie en vitesse TLR3 au cas de l'atténuation. Ce choix s'imposait d'autant plus qu'il permet de contrôler au mieux les différentes étapes de l'inversion et l'influence des différents paramètres utilisés de manière très similaire à la vitesse. Nous avons donc modifié le code TLR3 pour utiliser non plus les temps d'arrivées t mais les paramètres d'atténuation t^* , déterminés à partir de l'amplitude spectrale des phases P et S.

Dans ce chapitre, nous présenterons les modifications que nous avons apportées au programme TLR3, les problèmes rencontrés dûs à l'influence du modèle initial d'atténuation et de vitesse, ainsi que les tests effectués pour valider notre code et régler les différents paramètres de l'inversion. Enfin nous discuterons les modèles d'atténuation obtenus, et la relation entre les valeurs du coefficient de qualité Q , la température et/ou la présence de fluides.

Sommaire

6.1	Adaptation de TLR3 au cas de l'atténuation	126
6.1.1	Influence des erreurs du modèle de vitesse sur les résultats de la tomographie en atténuation	127
6.1.2	Problème de dépendance au modèle initial d'atténuation	128
6.1.3	Détermination de la valeur moyenne de l'atténuation dans un demi espace homogène	130
6.1.4	Tests de l'inversion en atténuation	131
6.1.5	Résultats de la tomographie en atténuation avec comme modèle initial un demi espace homogène	131
6.2	Détermination d'un modèle initial d'atténuation	139
6.2.1	Détermination d'un modèle d'atténuation en couches par la méthode de Métropolis-Hastings	139
6.2.2	Tests synthétiques	140
6.2.3	Application aux données réelles	141
6.3	Résultats de la Tomographie en atténuation.	142
6.4	Conclusion	145

6.1 Adaptation de TLR3 au cas de l'atténuation

Par analogie avec le calcul du temps de trajet t d'une onde qui s'effectue en intégrant le champ de lenteur $u(x, y, z)$ le long du rai qui joint la station et la source (Equation 3.3), $t^* = \frac{t}{Q}$ est calculé par intégration du champ de lenteur et du champ d'atténuation ($\eta = \frac{1}{Q}$) le long du trajet source-station :

$$t^*(source, station) = \int_{source}^{station} \frac{dl}{v(x, y, z)Q(x, y, z)} = \int_{source}^{station} \eta(x, y, z)u(x, y, z)dl \quad (6.1)$$

L'atténuation des ondes P (η_p) et des ondes S (η_s) ne sont pas inversés conjointement, car nous supposons que η_p et η_s sont indépendants. Le tracé des rais est donc effectué dans le modèle de vitesse (P ou S) obtenu au chapitre 3.4 par la tomographie des écarts de temps d'arrivée.

Toujours par analogie avec la tomographie en vitesse, nous avons fait l'hypothèse qu'une petite perturbation d'atténuation ($\delta\eta$) entraîne une petite perturbation δt^* du paramètre t^* , qui peut s'écrire :

$$\delta t^*(source, station) = \frac{\partial t^*}{\partial u(x, y, z)} \delta u(x, y, z) + \frac{\partial t^*}{\partial \eta(x, y, z)} \delta \eta(x, y, z) \quad (6.2)$$

Les modèles de vitesse des ondes P et S sont fixés et restent constants au cours de l'inversion, par conséquent $\delta u = 0$. L'équation 6.2 devient :

$$\delta t^*(source, station) = \frac{\partial t^*}{\partial \eta(x, y, z)} \delta \eta(x, y, z) \quad (6.3)$$

soit en dérivant l'expression 6.1 :

$$\frac{\partial t^*}{\partial \eta(x, y, z)} = \int_{source}^{station} u(x, y, z)dl \quad (6.4)$$

En utilisant une interpolation identique à celle utilisée dans le cas de la tomographie en vitesse (voir équation 3.8), nous pouvons écrire :

$$\delta \eta(x, y, z) = \sum_{cube} \delta \eta_{i,j,k} h_{i,j,k} \quad (6.5)$$

où $h_{i,j,k}$ est une fonction qui vaut 1 quand on est au noeud i, j, k et 0 autre part. La dérivée partielle du paramètre d'atténuation t^* par rapport à l'atténuation s'écrit :

$$\frac{\partial t^*}{\partial \eta(x, y, z)} = \frac{\partial t^*}{\partial \eta_{i,j,k}} \frac{1}{h_{i,j,k}} \quad (6.6)$$

L'expression de la petite perturbation δt^* devient :

$$\delta t^*(source, station) = \sum_{cube} \frac{\partial t^*}{\partial \eta_{i,j,k}} \delta \eta_{i,j,k} \quad (6.7)$$

ou encore

$$\delta T^* = G\delta H \quad (6.8)$$

avec δT^* , la matrice des résidus, G , la matrice des dérivées partielles, et δH , la matrice des perturbations d'atténuation.

L'équation 6.8 s'écrit aussi :

$$\begin{bmatrix} \delta t_1^* \\ \delta t_2^* \\ \dots \\ \delta t_{n-1}^* \\ \delta t_n^* \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial t_1^*}{\partial \eta_1} & & \frac{\partial t_1^*}{\partial \eta_m} \\ & \dots & \\ \frac{\partial t_n^*}{\partial \eta_1} & & \frac{\partial t_n^*}{\partial \eta_m} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta \eta_1 \\ \delta \eta_2 \\ \dots \\ \delta \eta_{m-1} \\ \delta \eta_m \end{bmatrix} \quad (6.9)$$

où n est le nombre de valeurs observées de t_p^* ou t_s^* et m le nombre de points pour décrire le modèle d'atténuation des ondes P ou S.

Contrairement à la tomographie des premiers temps d'arrivée, la tomographie d'atténuation nécessite un temps de calcul beaucoup plus réduit. En effet, le tracé des rais entre sources et stations s'effectue une seule fois au début de l'inversion (Figure 6.1). Le modèle de vitesse ne variant pas d'une itération à une autre, le trajet des ondes ainsi que la localisation des événements dans le milieu ne change pas. Les modèles d'atténuation des ondes P et S sont déterminés indépendamment l'un de l'autre. La résolution du système linéaire 6.9 s'effectue de la même façon que dans le cas de la tomographie des écarts de temps d'arrivées, c'est à dire au sens des moindres carrés, de façon à minimiser l'écart entre les paramètres d'atténuation observés et ceux calculés à chaque itération par la technique des petites perturbations.

6.1.1 Influence des erreurs du modèle de vitesse sur les résultats de la tomographie en atténuation

L'inversion tomographique en atténuation suppose de connaître le modèle de vitesse de la zone d'étude. C'est dans ce modèle que seront tracés les rais entre sources et stations et la position des anomalies en atténuation en dépend. Il est donc important de savoir à quel point une erreur sur le modèle de vitesse va influencer sur le modèle final d'atténuation. Pour cela, nous avons comparé les modèles en atténuation obtenus en utilisant le modèle de vitesse du chapitre 3.4, et ceux obtenus en utilisant un simple modèle de vitesse homogène en couches, construit à partir du modèle 1D déterminé à partir du programme Velest (Kissling et al. [1994]).

La Figure 6.2 a) représente la différence entre les 2 modèles de vitesse en m/s (si les modèles n'étaient pas différents il n'y aurait pas de raison que les modèles d'atténuation le soit). Nous observons sur la figure 6.2 b) que la différence entre les valeurs de Q_p obtenus en utilisant le modèle de vitesse 3D des ondes P obtenu par tomographie et

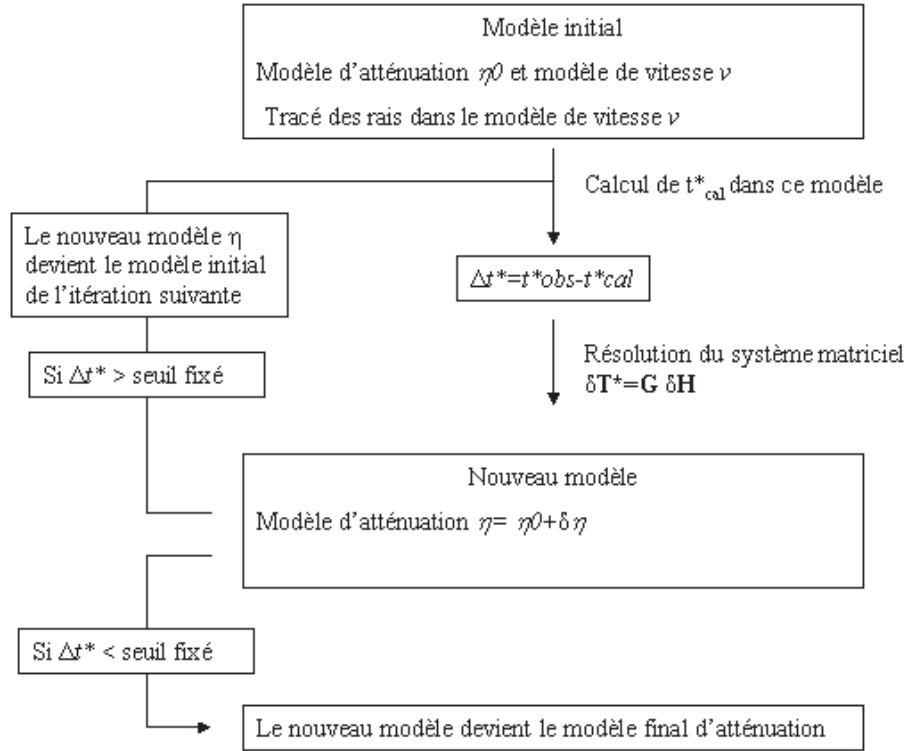


FIG. 6.1: Principe de fonctionnement du programme TLR3 pour la tomographie en atténuation.

les valeurs de QP obtenus en utilisant le modèle de vitesse 1D est très faible (seules les figures pour Qp sont présentées ici, mais il en est de même pour Qs). Suite à ce résultat, nous supposons que le modèle de vitesse utilisé n'aura donc que peu d'impact sur les résultats de la tomographie en atténuation, tant que les rais sont plus ou moins les mêmes.

6.1.2 Problème de dépendance au modèle initial d'atténuation

De façon générale, les études basées sur la tomographie en atténuation utilisent un demi-espace homogène comme modèle initial. Dans le travail que nous avons mené, nous nous sommes rendu compte que les résultats de l'inversion pouvaient être très différents (en terme de localisation et valeur absolue des anomalies) suivant la valeur du coefficient de qualité utilisé pour définir le semi-espace homogène utilisé comme modèle initial (voir annexe A). Avant de prendre le parti d'utiliser un modèle en couche et de le déterminer par la méthode Métropolis-Hastings, méthode que nous expliquerons au chapitre suivant 6.2.1, nous avons cherché à modifier le programme de tomographie en atténuation de façon à réduire cette dépendance. Pour ce faire, nous avons pondéré la matrice des résidus δT^* et la matrice des dérivées partielles G par $(t_{cal}^*)^\gamma$ suivant l'équation :

$$\delta T'^* = \frac{\delta T^*}{(t_{cal}^*)^\gamma} = \frac{G}{(t_{cal}^*)^\gamma} \delta U = G' \delta U \quad (6.10)$$

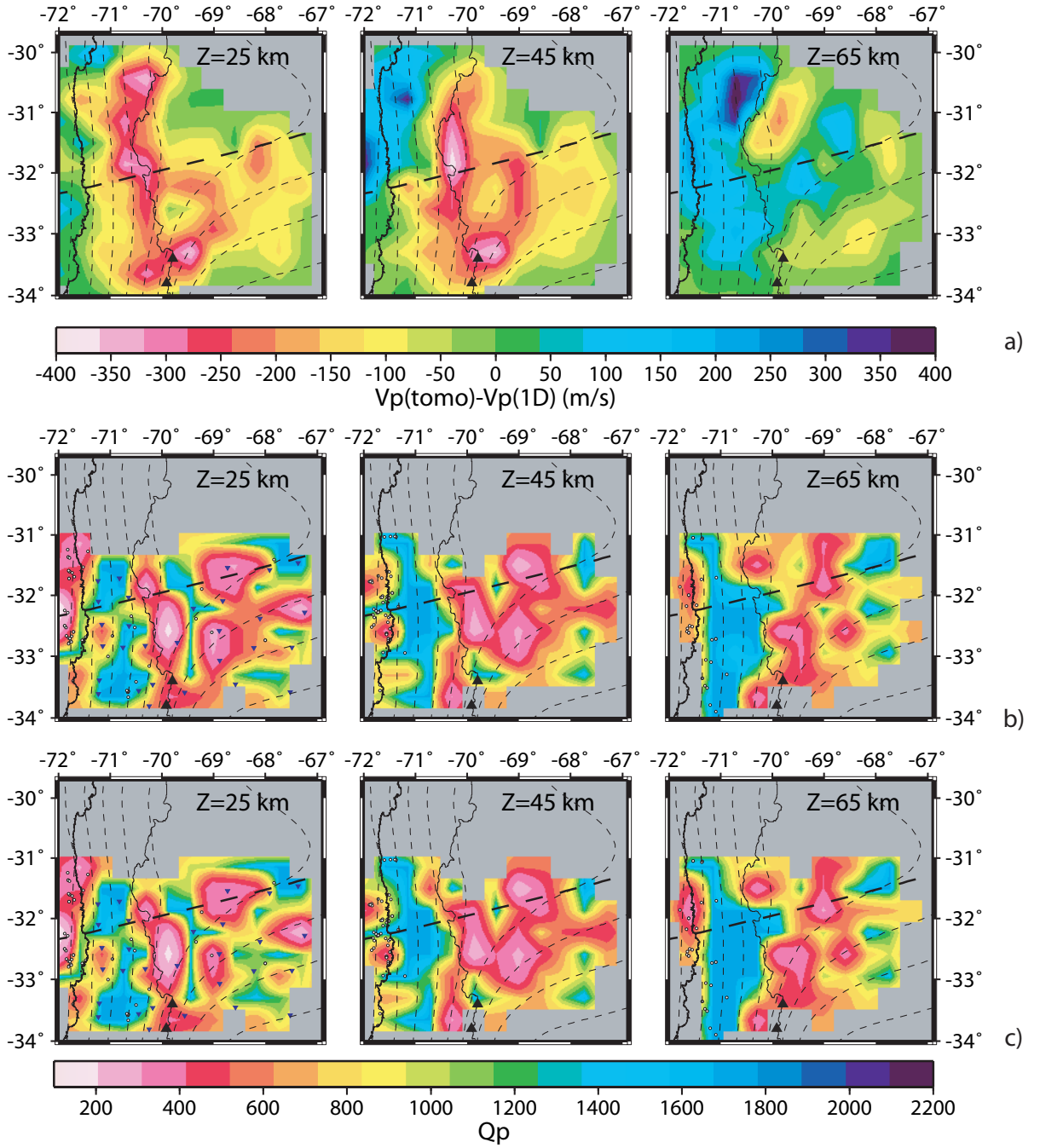


FIG. 6.2: Différences entre le modèle de vitesse homogène en couche et celui obtenu par tomographie des écarts de temps d'arrivée a), et entre les modèles du coefficient de qualité Q avec comme modèle de vitesse celui obtenu par tomographie b) et le modèle initial de vitesse en couches c). Les contours du slab sont de Pardo et al. [2003] et sont indiqués tous les 20 km, la ligne en pointillés représente la trace de la ride de Juan Fernandez et les triangles noirs indiquent l'emplacement des volcans actifs. Les zones grises représentent les cellules ne contenant aucun rai. Les échelles de couleurs représentent les différences en valeurs absolues.

Plusieurs valeurs de γ ont été testées : 0.5, 1, 1.5 et 2. $\gamma = 0$ correspond à l'inversion sans pondération présentée à la section 6.1. La Figure 6.3 montre les variations de $\delta T'^*$

pour les différentes valeurs de γ . Il apparait clairement que pour $\gamma = 2$, la décroissance de la RMS n'est pas uniforme et ne se stabilise pas autour d'une valeur moyenne, mais a tendance à réaugmenter au bout de 20 itérations. Nous observons également ce phénomène pour $\gamma = 1.5$ même si il est beaucoup moins marqué. Avec la valeur $\gamma = 0.5$, δT^* ne devient pas constante, même au bout d'une trentaine d'itérations. Nous avons donc décidé de garder la valeur $\gamma = 1$ qui demandera quelques itérations supplémentaires pour obtenir une RMS quasi stationnaire mais dont la décroissance est plus régulière.

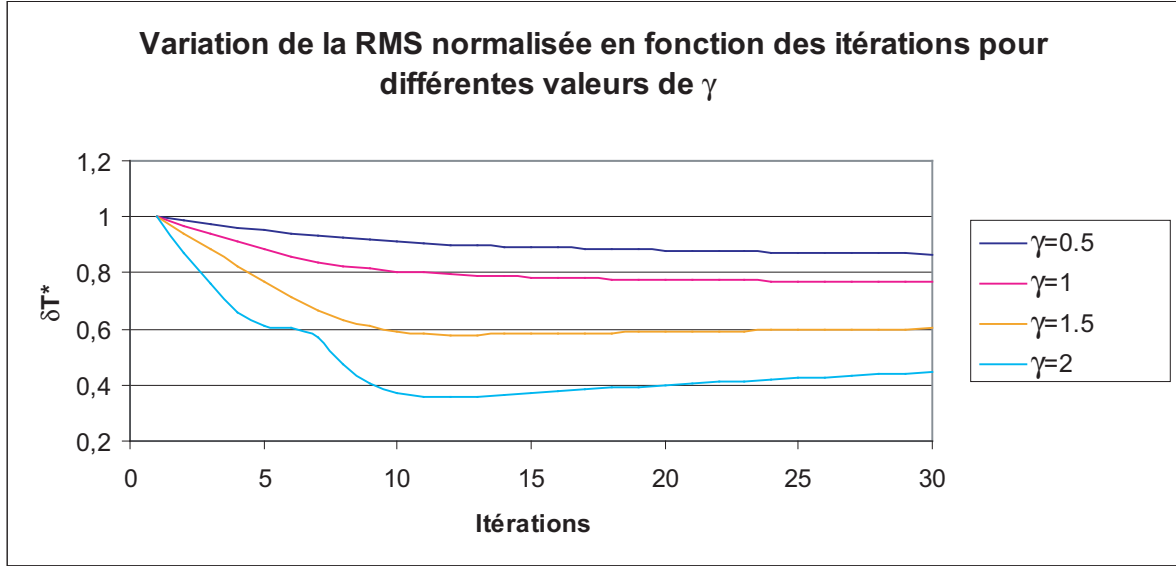


FIG. 6.3: Variations de la RMS normalisée en fonction du nombre d'itérations pour $\gamma = 0.5$, 1, 1.5 et 2

Ainsi, en utilisant un semi-espace homogène comme modèle initial de l'inversion, la valeur du coefficient de qualité Q (Q_p dans ce cas) choisie ne change que peu le résultat final (Figure 6.4). Globalement, la position et l'amplitude des anomalies restent les mêmes et ce, même avec des modèles initiaux différents, comme un semi-espace homogène où $Q_p = 500$ (Figure 6.4 a)) et un autre où $Q_p = 700$ (Figure 6.4 b)). Nous avons vérifié qu'il en était de même pour le coefficient de qualité, Q_s , de l'onde S.

6.1.3 Détermination de la valeur moyenne de l'atténuation dans un demi espace homogène

Nous avons cherché la valeur du coefficient de qualité Q des ondes P et S la plus proche des données pour définir notre semi-espace homogène comme modèle initial de la tomographie en atténuation ainsi que la valeur de damping adaptée. Pour ce faire, nous avons testé tous les semi-espaces homogènes compris entre $Q = 200$ et $Q = 1600$ par pas de 100 (Figure 6.5), pour les ondes P et S ainsi que plusieurs paramètres de damping compris entre 0.01 et 10 (Figure 6.6), et comparé les RMS finales de l'inversion. Nous avons choisi de garder les valeurs de Q_p , Q_s et de damping pour lesquelles la RMS est

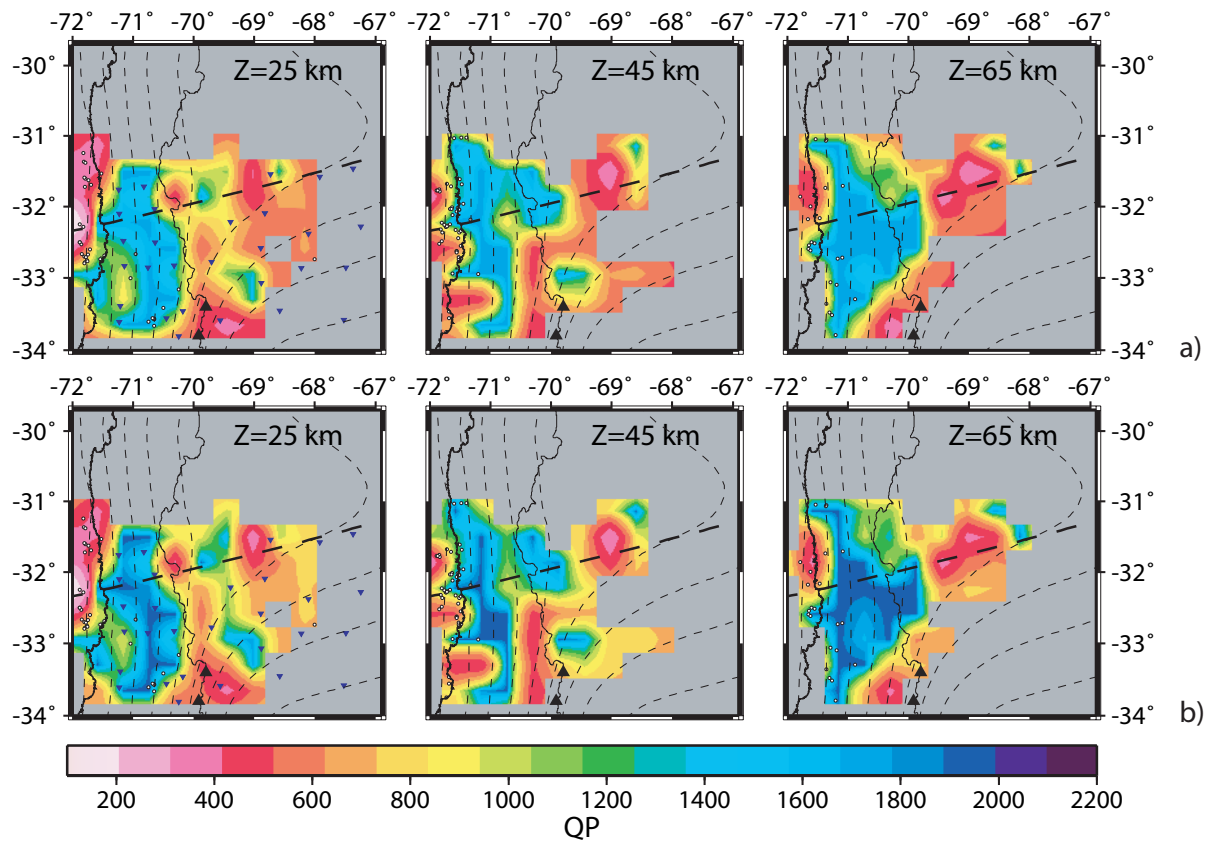


FIG. 6.4: Différence entre les modèles Q_p obtenus avec comme modèle initial un semi-espace homogène a) $Q_p=500$ et b) $Q_p=700$.

la plus faible. Les valeurs retenues sont $Q_p = 700$ pour les ondes P, $Q_s = 900$ pour les ondes S et un damping de 0.05.

6.1.4 Tests de l'inversion en atténuation

Comme pour la vitesse, nous avons effectué un "Checkerboard Test" (Figure 6.7 et 6.8) sur le modèle final de la tomographie en atténuation, de façon à déterminer la taille optimale des cellules de la grille d'inversion. Nous avons testé plusieurs tailles de cellules, 40 km, 60 km, 80 km et 100 km horizontalement et 10 km, 20 km, 30 km et 40 km verticalement. Le nombre de données du paramètre t^* est plus faible que le nombre de temps d'arrivée; la taille des cellules a été fixée à 80 km horizontalement et 30 km verticalement (Figure 6.9).

6.1.5 Résultats de la tomographie en atténuation avec comme modèle initial un demi espace homogène

Même si, numériquement, nous avons modifié le programme d'inversion initial de sorte que la dépendance au modèle initial d'atténuation soit moindre, les résultats obte-

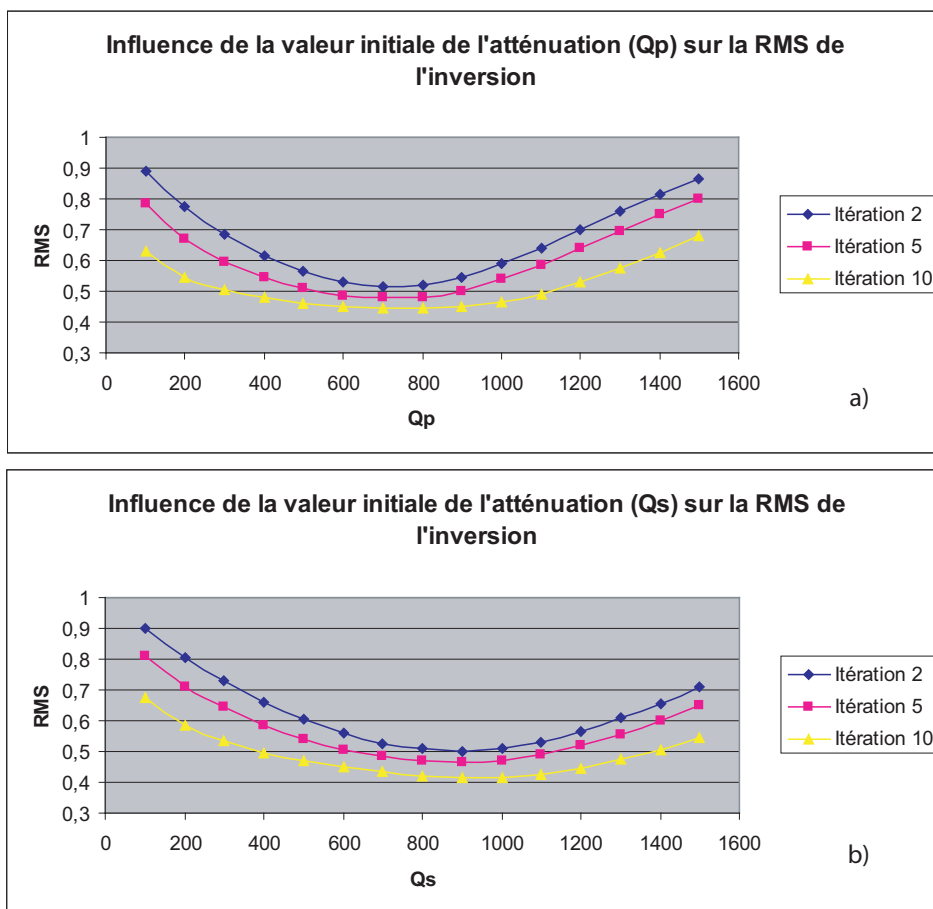


FIG. 6.5: Variations de la RMS de l'inversion en fonction de la valeur d'atténuation a) Q_p , b) Q_s , utilisée comme modèle initial de l'inversion.

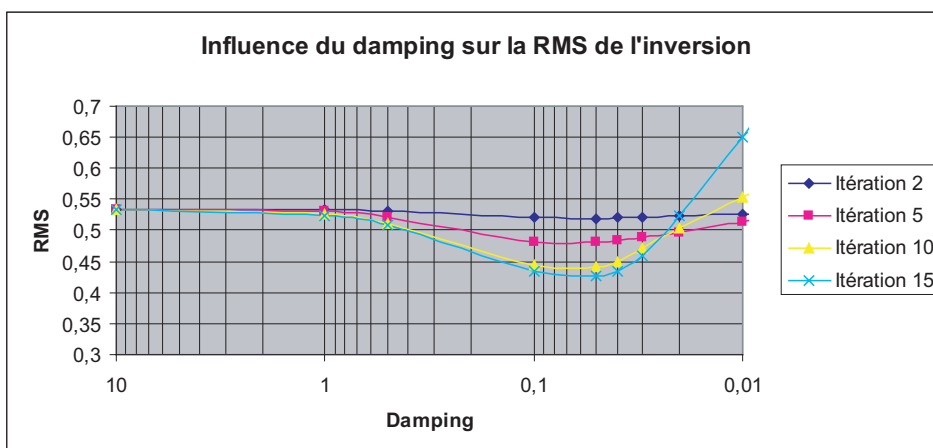


FIG. 6.6: Variations de la RMS de l'inversion en fonction de la valeur de damping utilisée lors de l'inversion en atténuation.

nus (Figures 6.10 et 6.11) montrent un grand nombre de valeurs d'atténuation supérieures à 2000 (les ondes ne sont pas du tout atténuées!); même si de telles valeurs ont déjà

été observées dans un cas bien particulier plus au nord de notre région d'étude (Schurr [2000]), nous pensons qu'une plage si importante de très faible atténuation ($Q > 2000$) n'est pas réaliste. De plus même si la position des anomalies ne semble pas changer suivant le modèle initial, la valeur absolue du coefficient d'atténuation Q lui est très variable. La détermination d'un modèle d'atténuation en couches qui modélise au mieux nos données s'imposait.

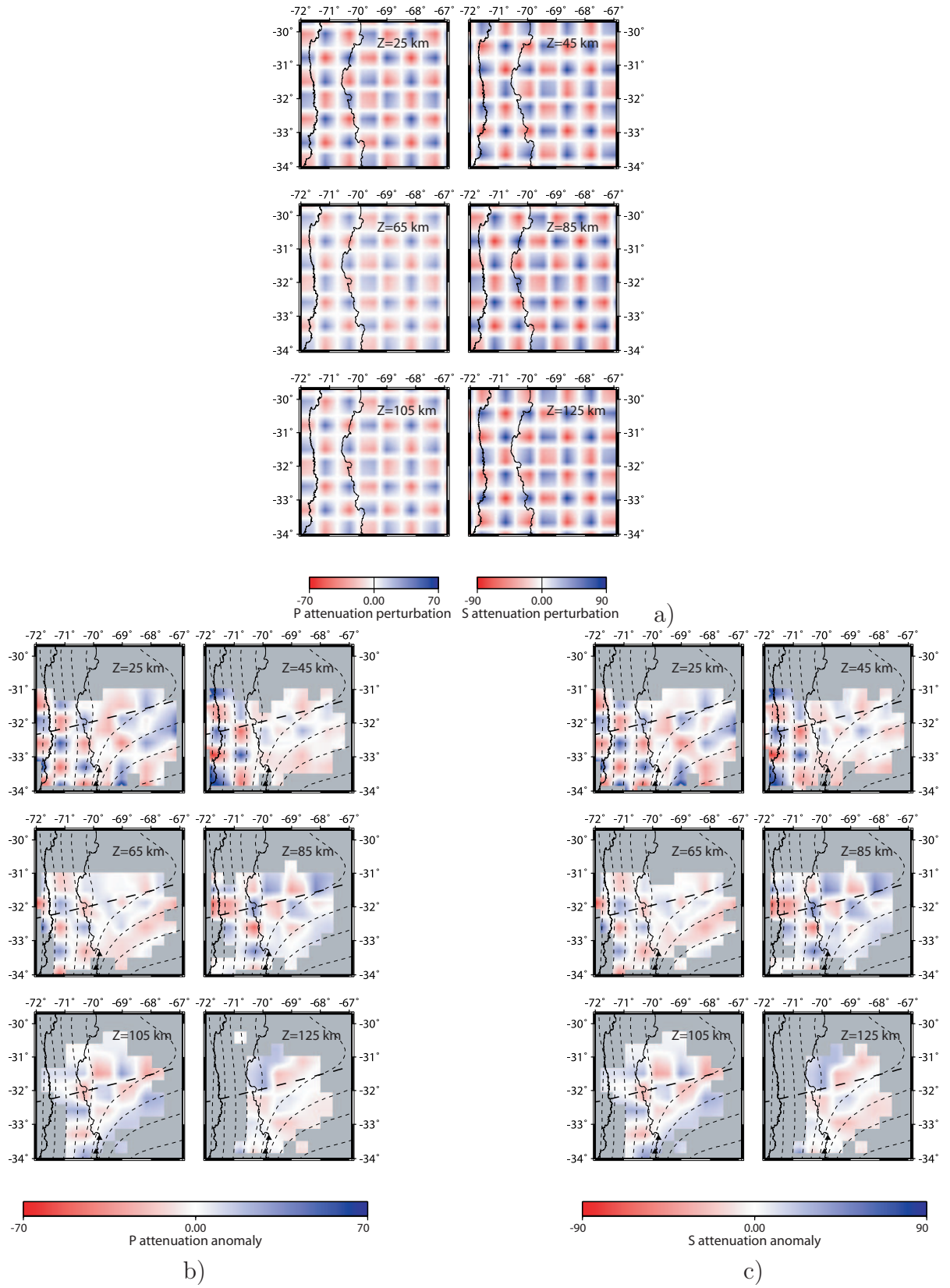


FIG. 6.7: "Checkerboard test" pour les modèles d'atténuation des ondes P et S représenté en coupe à 25 km, 45 km, 65 km, 85 km, 105 km et 125 km de profondeur. Les perturbations initiales sont représentées en a) et le résultats de l'inversion en b) pour les ondes P et c) pour les ondes S. Les distances horizontales et verticales entre les noeuds sont 80 km et 30 km respectivement. Les zones grises représentent les régions non traversées par au moins un ray.

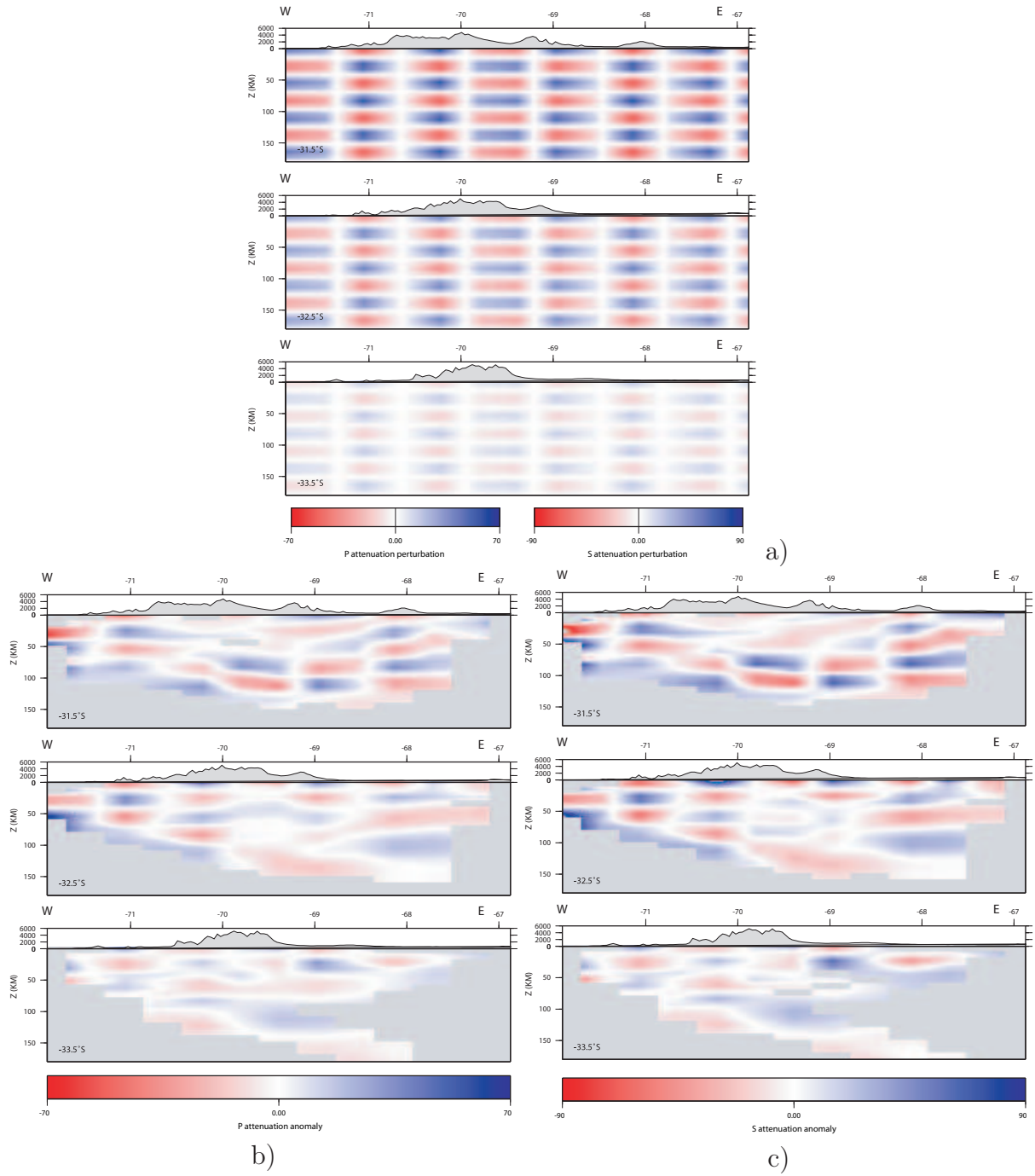


FIG. 6.8: De même que la Figure 3.8, mais pour des coupes Est-Ouest aux latitudes 31.5°S , 32.5°S et 33.5°S .

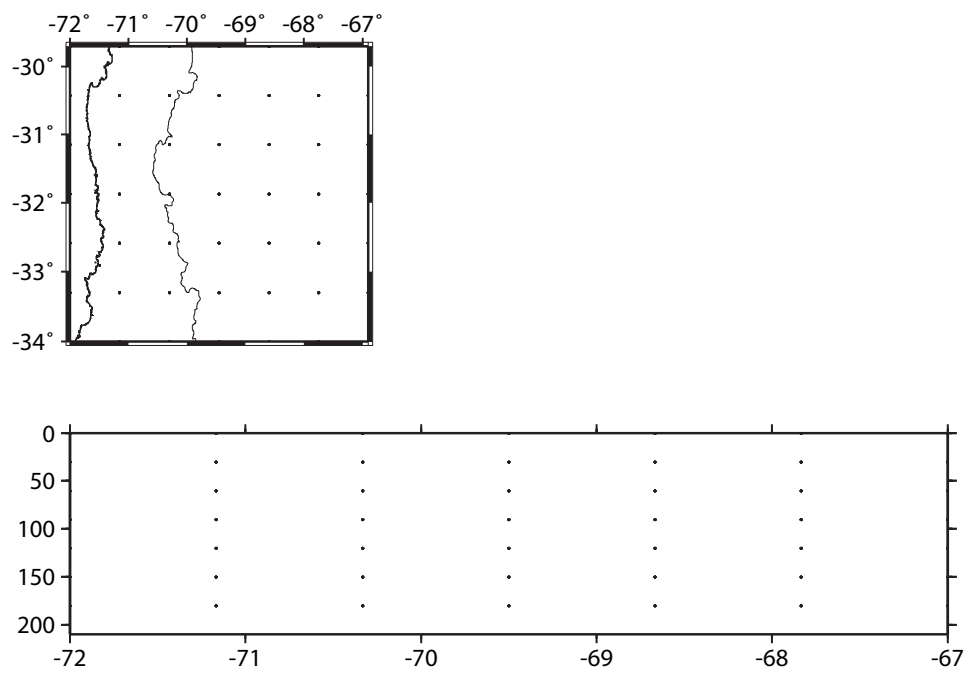


FIG. 6.9: Grille d'inversion de la tomographie en atténuation. Les noeuds de la grille sont espacés de 80 km horizontalement et de 30 km verticalement.

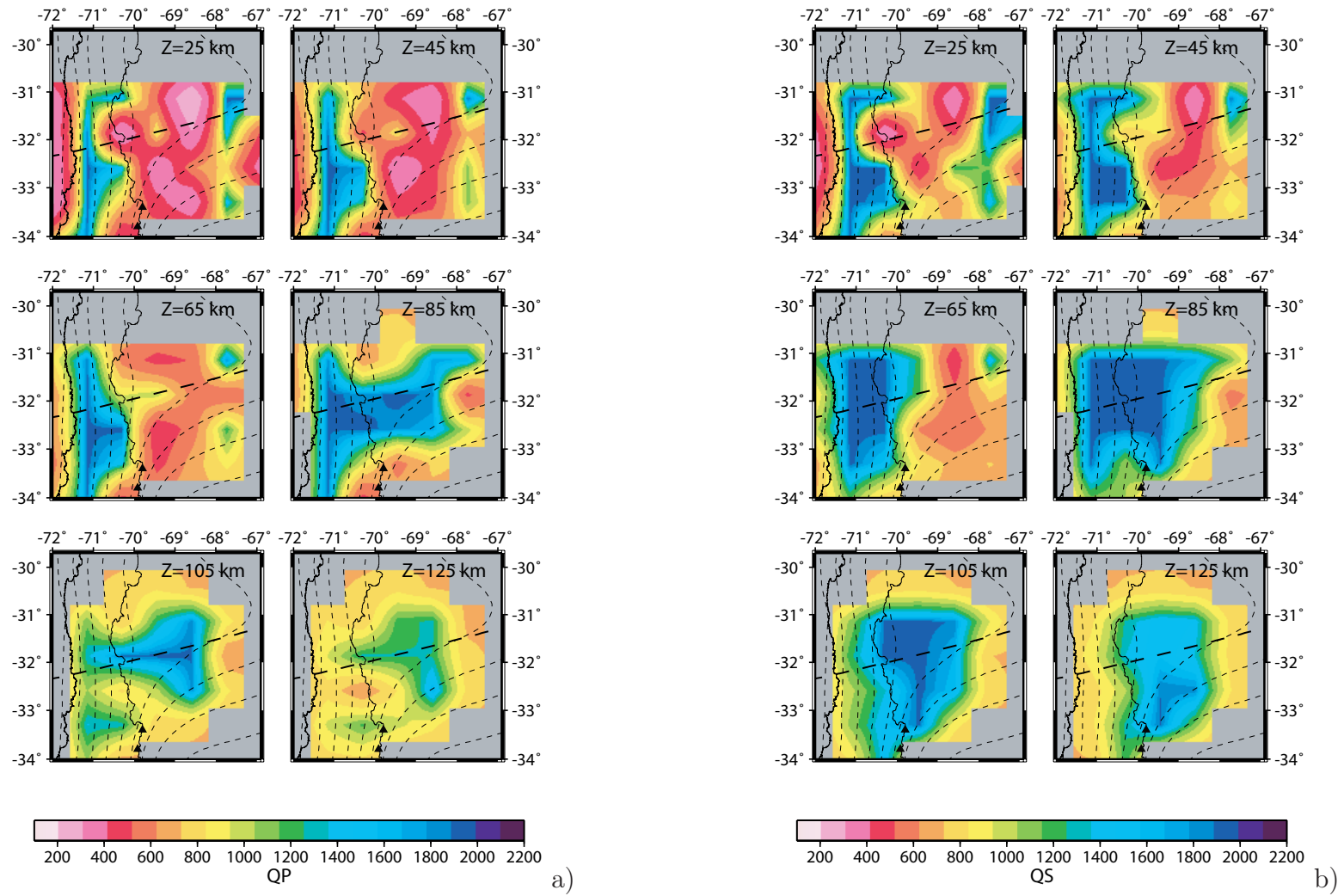


FIG. 6.10: Coupes en profondeur du modèle d'atténuation des ondes P a) et des ondes S b). Les contours du slab sont de Pardo et al. [2003] et sont indiqués tous les 20 km, la ligne en pointillés représente la trace de la ride de Juan Fernandez et les triangles noirs indiquent l'emplacement des volcans actifs. Les cellules ne contenant aucun rai sont en gris. L'échelle de couleur indique les valeurs de Q_p et Q_s .

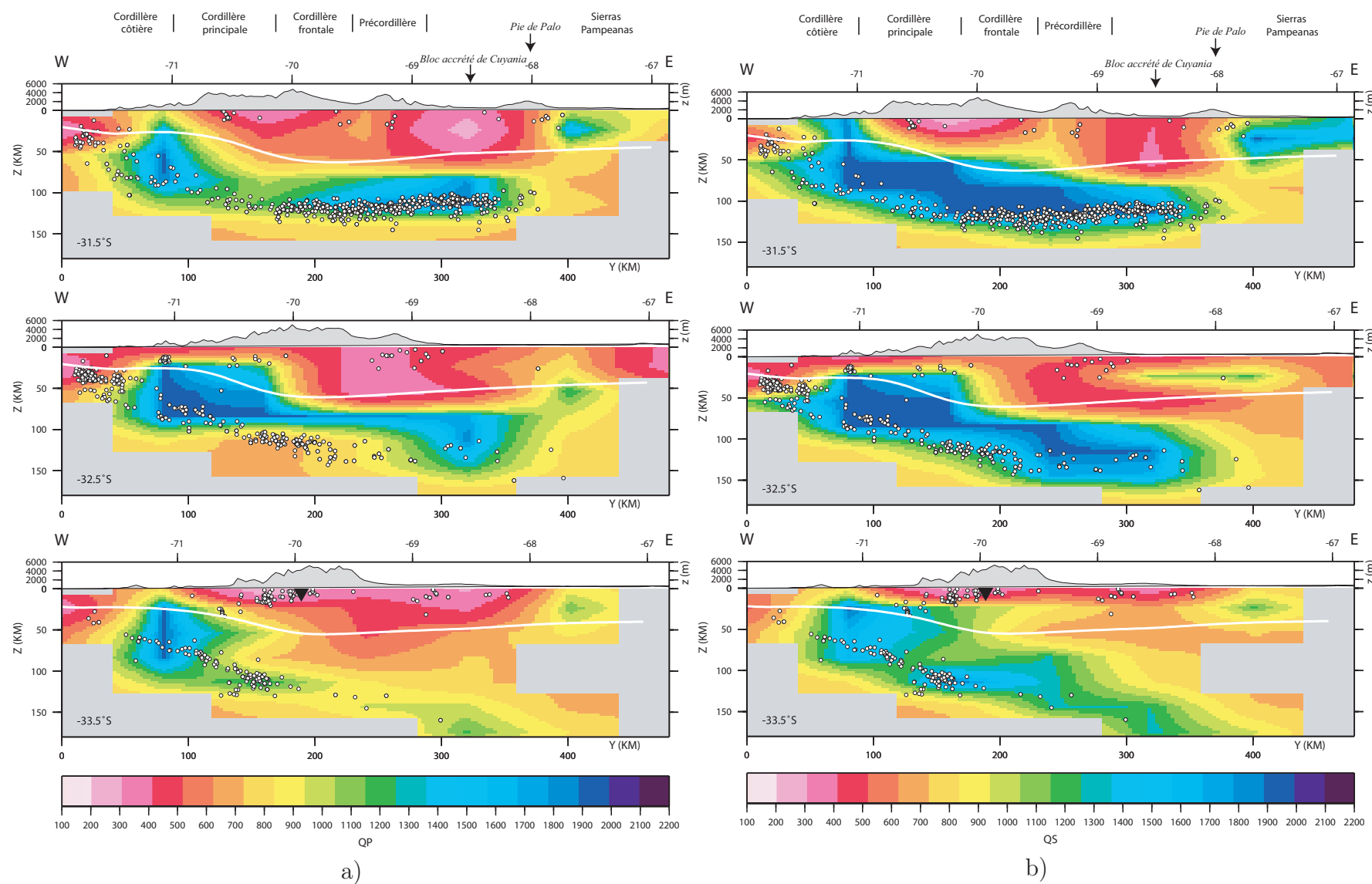


FIG. 6.11: Coupes Est-Ouest du modèle d'atténuation des ondes P a) et des ondes S b). L'échelle des couleurs indique les valeurs d'atténuation dans la région de la subduction plate (31.5°S), dans la zone de transition (32.5°S) et dans la région de subduction pentue (33.5°S). Les profondeurs du Moho (ligne blanche) sont issues des travaux de Tassara [2005]. Les volcans Quaternaires actifs sont représentés par des triangles noirs renversés. La topographie a été ajoutée sur chaque coupe avec une exagération verticale.

6.2 Détermination d'un modèle initial d'atténuation

L'une des limitations de l'inversion tomographique est la forte dépendance du résultat final au modèle initial. Si dans le cas des vitesses, il existe des méthodes qui permettent de déterminer un modèle initial bien contraint (voir Section 3.1), pour l'atténuation un demi espace homogène est souvent utilisé. Pour notre étude, ce modèle initial homogène s'est révélé peu satisfaisant. Afin d'avoir un milieu initial plus réaliste pour la tomographie en atténuation, nous avons été amenés à déterminer des modèles d'atténuation en couches pour les ondes P et S en utilisant la méthode probabiliste de Métropolis-Hastings (Metropolis et al. [1953]). Dans ce qui va suivre, les résultats de la tomographie en atténuation obtenus à partir de ces modèles en couche sont plutôt encourageants.

6.2.1 Détermination d'un modèle d'atténuation en couches par la méthode de Métropolis-Hastings

L'algorithme de la méthode probabiliste de Métropolis-Hastings est basé sur un type de méthode de Monte Carlo, permet d'échantillonner une fonction de probabilité a posteriori de chaque paramètre, au moyen d'une recherche aléatoire dans l'espace modélisé. Le nombre de couche ainsi que les valeurs maximale et minimale de l'atténuation pouvant être tirées au sort, sont fixées.

Tirage au sort d'un modèle initial A la première itération, le modèle en couche tiré au sort est totalement aléatoire. Aux itérations suivantes, on applique une perturbation à une seule couche (déterminée elle aussi aléatoirement) du modèle précédemment testé (m_{old}). Les autres couches restent inchangées. On obtient ainsi un nouveau modèle en couche (m_{new}).

Résolution du problème direct et détermination de la fonction "Likelihood" On utilise le nouveau modèle à couche pour calculer notre paramètre d'atténuation t^* . Nous comparons ensuite les $t^{*i}(m_{new})$ calculés dans ce nouveau modèle m_{new} et ceux observés t_{obs}^{*i} selon :

$$L(m_{new}) = k * \exp\left(-\frac{S(m_{new})}{s^2}\right) \quad (6.11)$$

avec

$$S(m) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N (t^{*i}(m_{new}) - t_{obs}^{*i})^2 \quad (6.12)$$

et où "s" est l'incertitude estimée sur les valeurs de t_{obs}^{*i} . Notre méthode de détermination de t^* présentée à la section 5.3 ne nous permet pas de connaître directement l'incertitude que nous avons sur nos valeurs de t^* . Celle-ci dépend de la précision du pointé des arrivées P et S. Nous avons estimé cette incertitude à 10%/ de la valeur finale de t^* .

Phase d'acceptation ou de rejet

$$P_{accept} = \begin{cases} 1 & \text{si } S(m_{new}) \leq S(m_{old}) , \\ \exp(-\frac{\Delta S}{s^2}) & \text{si } S(m_{new}) \geq S(m_{old}) . \end{cases} \quad (6.13)$$

$$\Delta S = S(\mathbf{m}_{new}) - S(\mathbf{m}_{old}) \quad (6.14)$$

Si le nouveau modèle est accepté, m_{new} devient m_{old} et un nouveau modèle en couche est tiré au sort. A chaque itération, on ne modifie pas le modèle d'atténuation en entier, on tire au sort quelle couche sera modifiée, et la valeur de Q qui lui sera associée. Cette stratégie permet de garder, à l'itération suivante, une partie des caractéristiques du modèle qui a satisfait aux critères de sélection (Khan and Mosegaard [2002]). Néanmoins, elle entraîne également une certaine corrélation des modèles entre eux.

Choix de la solution Les résultats de cette inversion consiste en une PDF (Power density function) associé à la valeur de Q de chaque couche. Les résultats sont représentés sous forme d'histogramme des valeurs de Q de tous les modèles retenus. Le modèle initial optimal d'atténuation est construit couche à couche en choisissant le pic de la distribution pour chaque couche.

6.2.2 Tests synthétiques

Pour tester si la méthode de détermination du modèle initial d'atténuation par la méthode de Métropolis-Hastings est utilisable dans le cas de notre répartition spatiale de stations et de sources, nous avons testé la méthode pour retrouver un modèle d'atténuation en couche connu. Ce modèle est composé de 11 couches de 20 km d'épaisseur (Figure 6.12). Nous avons cherché les valeurs de Q dans l'intervalle [100-1500] par pas de 100.

Les résultats, après 100000 itérations, sont présentés à la Figure 6.13 sous forme d'histogramme comptabilisant combien de fois une certaine valeur de Q_p a été retenue par l'algorithme pour chaque couche. La distribution ainsi obtenue présente une largeur à mi-hauteur plus ou moins grande suivant les profondeurs. Jusqu'à la couche numéro 7 (soit 140 km de profondeur) on retrouve assez bien la valeur attendue, exception faite des couches 5 et 6 où les valeurs les plus probables déterminées par la méthode Métropolis-Hastings sont $Q_p = 300$ et $Q_p = 700$ pour des valeurs respectives attendues de $Q_p = 400$ et $Q_p = 800$. Pour les couches au delà de 140 km de profondeur, aucune valeur de Q_p n'est privilégiée par rapport à une autre. Le nombre de rais le long desquels nous avons une valeur de t^* à ces profondeurs est probablement insuffisant pour retrouver les valeurs de l'atténuation dans les dernières couches (8, 9, 10 et 11). Nous faisons l'hypothèse qu'il en sera de même avec les données réelles.

Nous avons également essayé de retrouver le modèle initial Q_p en couche après 200000 itérations, et même si les histogrammes obtenus ne sont pas complètement identiques que ceux de la Figure 6.13, la tendance et le pic de la distribution sont très semblables à ceux obtenus après seulement 100000 itérations.

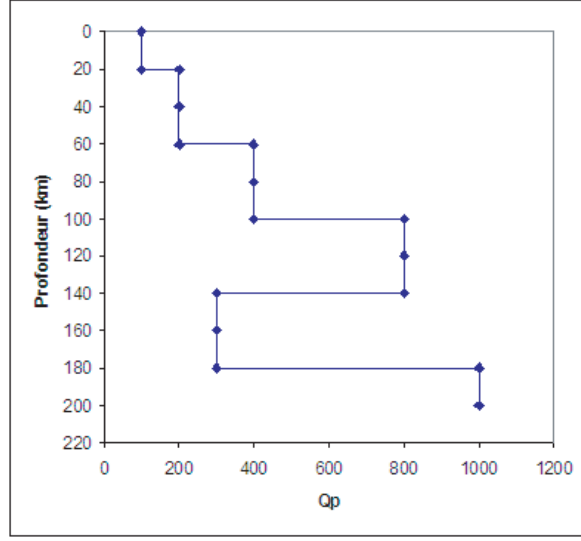


FIG. 6.12: *Modèle d'atténuation en couche utilisé pour tester la méthode de Métropolis-Hastings dans la détermination d'un modèle en couche de Q .*

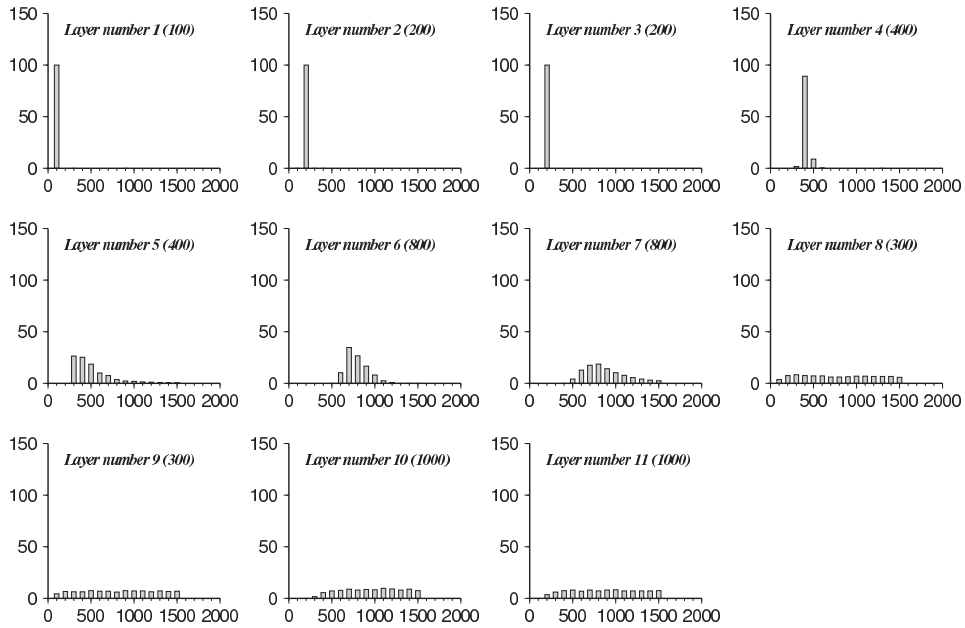


FIG. 6.13: *Histogrammes des différentes valeurs du coefficient de qualité des ondes P (Q_p) retenues pour chaque couche au bout de 100000 itérations. La valeur à retrouver en abscisse est indiquée entre parenthèses*

6.2.3 Application aux données réelles

Nous allons utiliser les valeurs du paramètre t^* déterminées précédemment par la méthode du spectre d'amplitude (Section 5.3.3), soit 7360 t_p^* et 7949 t_s^* , pour déterminer un ensemble de modèles de coefficients de qualité en couche pour les ondes P et les ondes

S, qui ajuste au mieux nos données. En accord avec les résultats du "Chekerboard Test" du chapitre 6.1.2, nous avons choisi de déterminer les valeurs d'atténuation pour des couches de 30 km d'épaisseur soit 8 couches au total pour atteindre une profondeur de 240 km.

Le principe de la détermination d'un modèle initial d'atténuation en couche par la méthode de Métropolis-Hastings n'est pas d'obtenir le modèle qui modélise au mieux nos données, mais un ensemble de modèles présentés sur la Figure 6.14. Nous observons que les valeurs du coefficient de qualité Q diminuent (donc une augmentation de l'atténuation) à partir de 120 km de profondeur alors que la température augmente avec la profondeur.

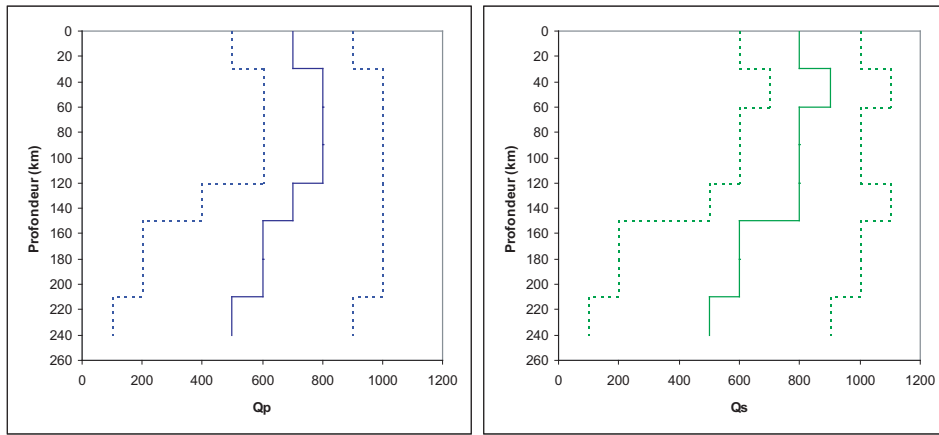


FIG. 6.14: *Modèles initiaux moyens de coefficients de qualité (trait continu) obtenus par la méthode de Métropolis Hastings, pour les ondes P (à gauche) et les ondes S (à droite). En pointillés sont indiqués les valeurs minimales et maximales de Q_p et Q_s pour l'ensemble des modèles retenus.*

6.3 Résultats de la Tomographie en atténuation.

La température du milieu, la fusion partielle et le contenu en eau peuvent produire des effets similaires sur les vitesses des ondes sismiques (Tableau 6.1). Il est souvent difficile, lorsque nous rencontrons une anomalie de vitesse, de l'associer à un de ces trois facteurs (Wiens and Smith [2003]). Cependant, l'atténuation a une réponse différente suivant la température ou la présence de fusion partielle. L'atténuation et la vitesse des ondes apparaissent donc comme des paramètres complémentaires pour mieux caractériser un milieu.

Ainsi, comme les résultats de la tomographie en vitesse seuls ne nous permettent pas de décrire tous les paramètres décrivant le milieu, les résultats en atténuation seront interprétés en association avec les modèles de vitesse obtenus au Chapitre 3.4.2.

Avant toute chose, nous rappellerons que dans ce qui va suivre, une valeur élevée de Q_p ou Q_s par rapport au modèle initial déterminé précédemment (Figure 6.14) correspond

	Température	Fusion partielle	Contenu en eau
Vp	Forte Influence	Forte Influence	Influence Modérée à Importante ?
Vs	Forte Influence	Très Forte Influence	Influence Modérée à Importante ?
Q	Forte Influence	Faible Influence	Influence Importante ?

TAB. 6.1: Effets de la température, de la fusion partielle, et du contenu en eau sur la vitesse et sur le coefficient de qualité du milieu. (D'après Wiens and Smith [2003]).

à une faible atténuation, et inversement une valeur faible de Q_p ou Q_s par rapport au modèle de la Figure 6.14 caractérise une forte atténuation.

Les résultats de la tomographie en atténuation obtenus avec un modèle initial en couches sont présentés aux Figures 6.15 à 6.20.

Tout d'abord, comparons ces résultats avec ceux obtenus au chapitre 6 où nous avons utilisé comme modèle initial de l'inversion un demi-espace homogène. Nous observons que l'intervalle de valeurs du coefficient de qualité Q obtenu à partir d'un modèle initial à couche (voir chapitre 6.2.3) est plus réduit que dans celui où le modèle initial est un semi-espace homogène. Cependant, les variations des valeurs de Q_p et Q_s demeurent néanmoins fortes (entre 400 et 1600). Bien que les modèles du coefficient de qualité Q obtenus à partir d'un modèle initial homogène et d'un modèle initial en couche diffèrent, certaines anomalies identiques sont observées dans les deux cas, notamment celle de faible atténuation des ondes P (valeur élevée de Q_p) à 71°W et 85 km de profondeur, dont seule la taille change, ou encore la forte atténuation des ondes S observée sous le bloc accréte de Cuyania à 31.5°S - 68.5°W .

Les anomalies dont nous discuterons dans ce chapitre ont été testées à la manière d'un "spike test", avec une taille de "spike" similaire à la taille de l'anomalie. Les résultats de ces tests sont présentés en Annexe B.

La plaque plongeante

Comme pour les vitesses, nous n'avons pas d'anomalies associées à la plaque subduite, car peu de trajets d'onde traversent le slab, du fait d'une sismicité localisée essentiellement à sa surface. A 31.5°S , dans la partie plate de la zone de subduction, la surface du slab est caractérisée par une faible atténuation des ondes S, ($Q_s = 1400$) et par une atténuation plus modérée des ondes P, ($Q_p = 850$)(Figure 6.19). Néanmoins, ces valeurs de Q_s et Q_p sont supérieures aux valeurs observées dans le manteau ($Q_p = 600$ et $Q_s = 700$). Ces anomalies suggèrent que la plaque plongeante est une structure plus froide, et donc moins atténuante (Q plus grand) que le manteau dans lequel elle plonge. De telles anomalies, ne sont pas observées dans la zone de subduction pentue. Par contre, dans la zone de transition à 32.5°S , la sismicité à la surface du slab coïncide avec des coefficients de qualités très élevés correspondant à de très faibles atténuations des ondes P et S.

La région côtière (72°W-71°W)

A faible profondeur, autour de 25 km, des valeurs de Q_p de 600 et de Q_s de 750, représentant une forte atténuation des ondes P et S, coïncident à 32.5°S avec l'entrée en subduction de la ride de Juan Fernandez (Figures 6.15 et 6.16) ainsi qu'avec une augmentation de la sismicité à 71.5°W (Figures 6.18 et 6.19). Dans cette même région, nous avons observé des vitesses d'onde P et S rapides (Figures 3.17 et 3.18) ainsi qu'un faible rapport V_p/V_s (Figure 3.19), que nous avons interprétés comme une possible zone de faiblesse dans la croûte, engendrée par la pression exercée par l'entrée en subduction de la ride de Juan Fernandez. A cette profondeur, la température est assez modérée et il est plus que probable que ces fortes valeurs d'atténuation correspondent à la présence d'eau, probablement apportée par l'entrée en subduction de sédiments et dont le cheminement est facilité par une ou plusieurs zones de failles. En effet, à cette latitude, d'après les études de Flueh et al. [1998], il y a très peu de sédiments dans la fosse car ils semblent être entraînés par la subduction. La Figure 6.17 tend à confirmer cette hypothèse puisque nous observons des valeurs de Q_s/Q_p de l'ordre de 1,5, ce qui, d'après Hauksson and Shearer [2006], caractériserait un milieu partiellement saturé en fluides.

Le coin mantellique (71.5°W à 70°W)

Ce que nous appelons coin mantellique, est en fait le manteau se trouvant entre la base de la croûte continentale et la plaque plongeante et que l'on limitera entre les longitudes 71.5W et 70°W.

A 31.5°S, dans la région de la subduction plate, ce coin mantellique est caractérisé par une faible atténuation des ondes P ($Q_p = 1200$), une atténuation moyenne des ondes S ($Q_s = 800 - 1000$) et une faible valeur du rapport Q_s/Q_p (de l'ordre de 0.5). Les valeurs indiquent que le coin mantellique est plus "froid" que le manteau environnant, ce qui serait en accord avec un des modèles thermiques présenté à la section 4.5.4. Cette "faible" température (inférieure à 900°C) pourrait expliquer l'absence de volcans actifs dans cette région, notamment par l'absence de fusion partielle. En effet, la fusion partielle nécessite des conditions de température et de présence d'eau particulières qui ne seraient pas remplies dans le cas de la subduction plate au Chili central. Si le relachement d'eau dans le manteau est identique entre la région de subduction plate et celle de subduction pentue, la température, elle, est différente. En dessous de 900-950°C, il n'est pas possible de créer de la fusion partielle à partir du matériel mantellique, même avec une quantité d'eau importante (Schmidt and Poli [1998]). Cette observation est importante car seule l'atténuation des ondes P semblent être sensibles à cette faible température.

A 32.5°S, dans la zone de transition, nous observons un coin mantellique où à la fois les ondes P et les ondes S sont très peu atténuées ($Q_p = 1100$ et $Q_s = 1300$).

A la latitude 33.5°S, les ondes P et S sont fortement atténuées (Q_p et $Q_s = 600$), probablement dues à une température élevée et/ou la présence d'eau. La présence d'édifices volcaniques actifs en surface suggère de la fusion partielle dans le coin mantellique.

Cependant, d'après Takei [2000], l'atténuation est peu sensible à la fusion partielle, c'est pourquoi nous interpréterons plutôt cette forte atténuation en terme de températures élevées et de présence probable d'eau.

La Cordillère frontale (71°W-70°W), la Cordillère principale et la Précordillère (70°W-69°W)

Peu d'anomalies d'atténuation des ondes S sont observées dans le manteau et dans la croûte sous les cordillères et la Précordillère. Nous remarquons tout de même qu'à 33.5°S (Figures 6.18 et 6.19), une atténuation des ondes P et S à l'aplomb des édifices volcaniques actifs.

Par contre une forte atténuation des ondes P ($Qp = 600$) est observée dans la manteau sous-jacent à la Cordillère Principale et qui d'après le modèle thermique du chapitre 4.5.4 (Figure 4.9c) coïncide avec une région où la température atteindrait 1200°C. Cette anomalie semble confirmer que l'atténuation des ondes P est fortement corrélée avec la température.

Les Sierras Pampeanas

Sous les Sierras Pampeanas, à 31.5°S de latitude, la croûte continentale est caractérisée par une forte atténuation des ondes S ($Qs = 700$) de 0 km à 50 km de profondeur. Une anomalie positive en vitesse des ondes P et S de la base de la croûte jusqu'à la surface est également observée. Ces anomalies coïncident avec l'emplacement du bloc accrété de Cuyania. D'après les anomalies observées en vitesse et en atténuation, ce bloc s'étendrait de 69°W à 68°W dans la région de la subduction plate et son épaisseur atteindrait 80 km d'épaisseur si nous considérons les anomalies de vitesses (Figures 3.17 et 3.18).

Sous ce bloc, nous observons une forte atténuation des ondes S ($Qs = 600$), une faible atténuation des ondes P ($Qp = 1000$). Sont également observées des vitesses lentes pour les ondes P et S (Figures 3.17 et 3.18). Cette anomalie est située juste au dessus de la ride de Juan Fernandez et peut être interprétée comme un relâchement d'eau en présence de la ride dans le manteau. Cette ride est un système fracturé et qui a pu emporter lors de sa subduction les sédiments présents dans la fosse. Si on considère que la forte atténuation des ondes S est plutôt corrélée avec la présence d'eau, cette eau semble se propager uniquement à travers le bloc de Cuyania entre 69°W et 68°W. Cette région des Sierras Pampeanas est sismiquement très active avec une sismicité crustale (< 50 km de profondeur) importante et où trois séismes historiques de magnitude de l'ordre de 7.0 (Alvarado et al. [2007]) se sont produits.

6.4 Conclusion

Aux vues des précédents résultats, il apparaît que l'atténuation des ondes permet, en complément de la vitesse, de différencier l'influence de la température de celle de la fusion partielle. En effet, si l'effet de ces deux causes sur la vitesse des ondes est impossible à différencier, l'atténuation des ondes, bien que sensible à la température, l'est très

peu avec la fusion partielle.

En outre, nous avons observé dans un cas particulier que l'atténuation des ondes P varie plus avec la température que l'atténuation des ondes S, tandis que la présence d'eau perturbe plus l'atténuation des ondes S. Dorbath et al. [2008] ont observés que dans une roche, la vitesse de propagation des ondes P était sensible aux grains, et celle des ondes S à la matrice. Si nous considérons que les fluides sont essentiellement contenus dans la matrice d'une roche, l'hypothèse d'une atténuation des ondes S plus sensible à la présence d'eau, que ne l'est l'atténuation des ondes P, est renforcée.

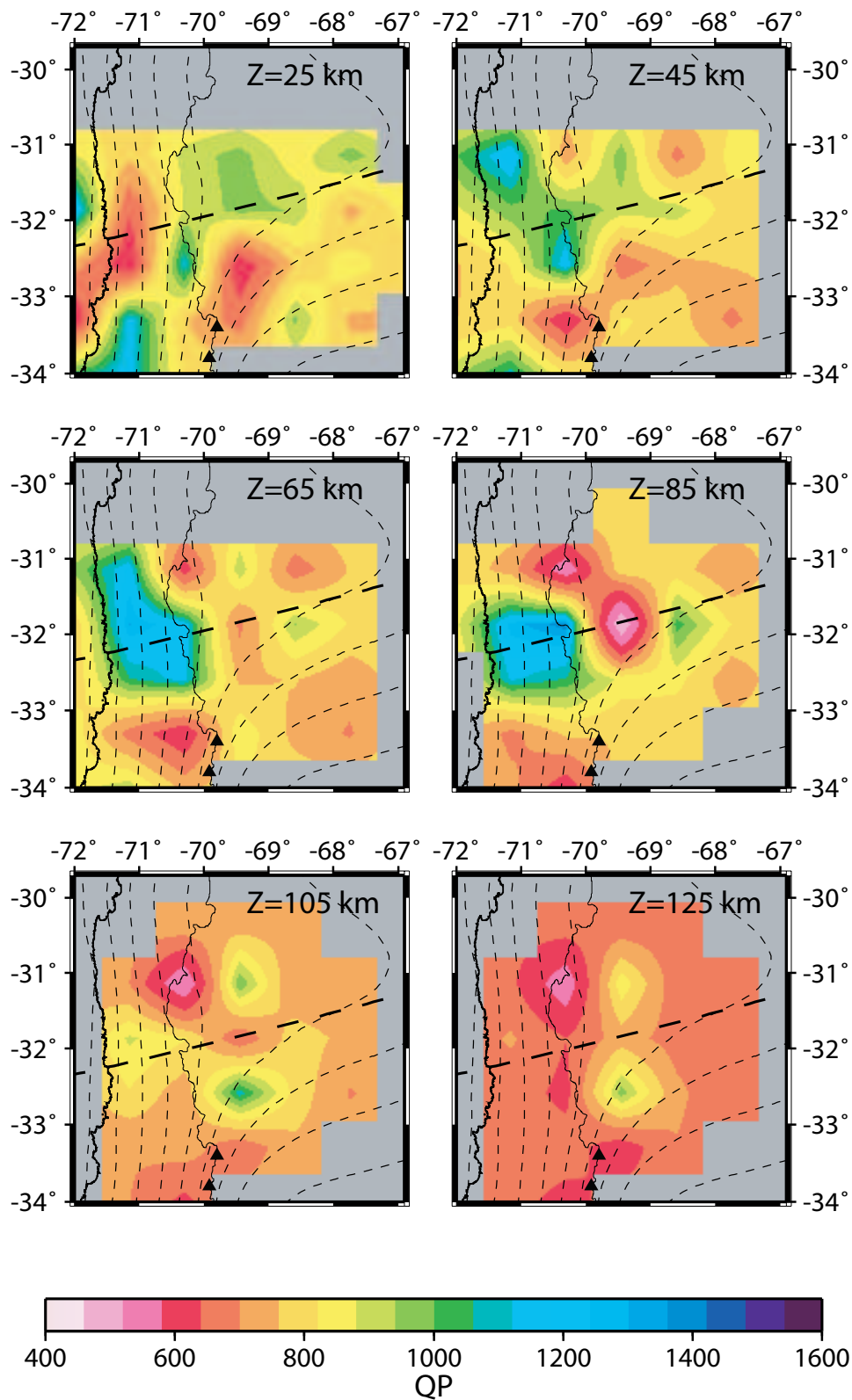


FIG. 6.15: Coupes en profondeur du modèle final d'atténuation des ondes P. Les contours du slab sont de Pardo et al. [2003], la ligne en pointillés représente la trace de la ride de Juan Fernandez et les triangles noirs indiquent l'emplacement des volcans actifs. Les zones grises représentent les cellules traversées par aucun rai. L'échelle de couleur indique les valeurs de Q_p .

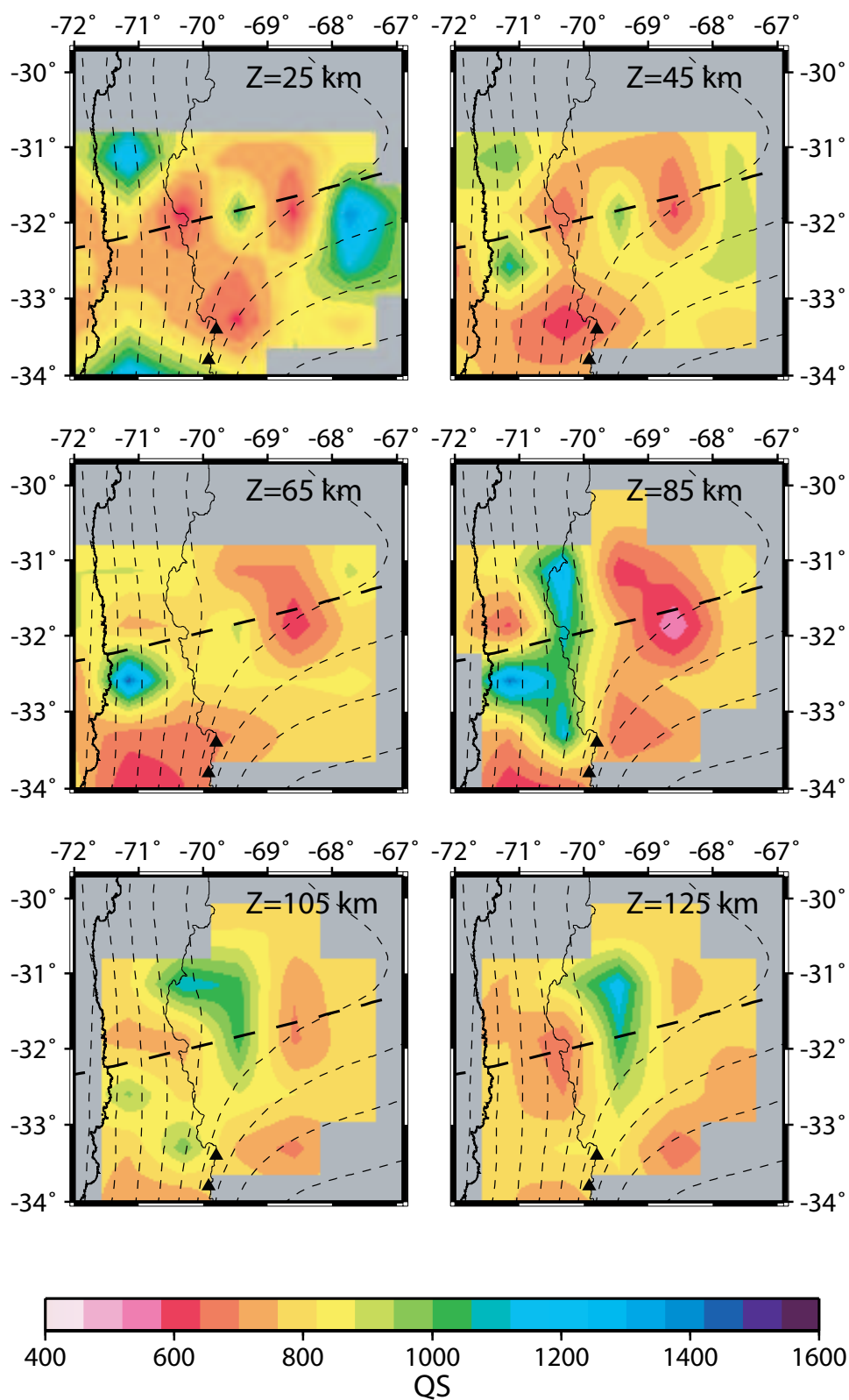


FIG. 6.16: De même que pour la Figure 6.15, mais dans le cas du modèle final d'atténuation des ondes S.

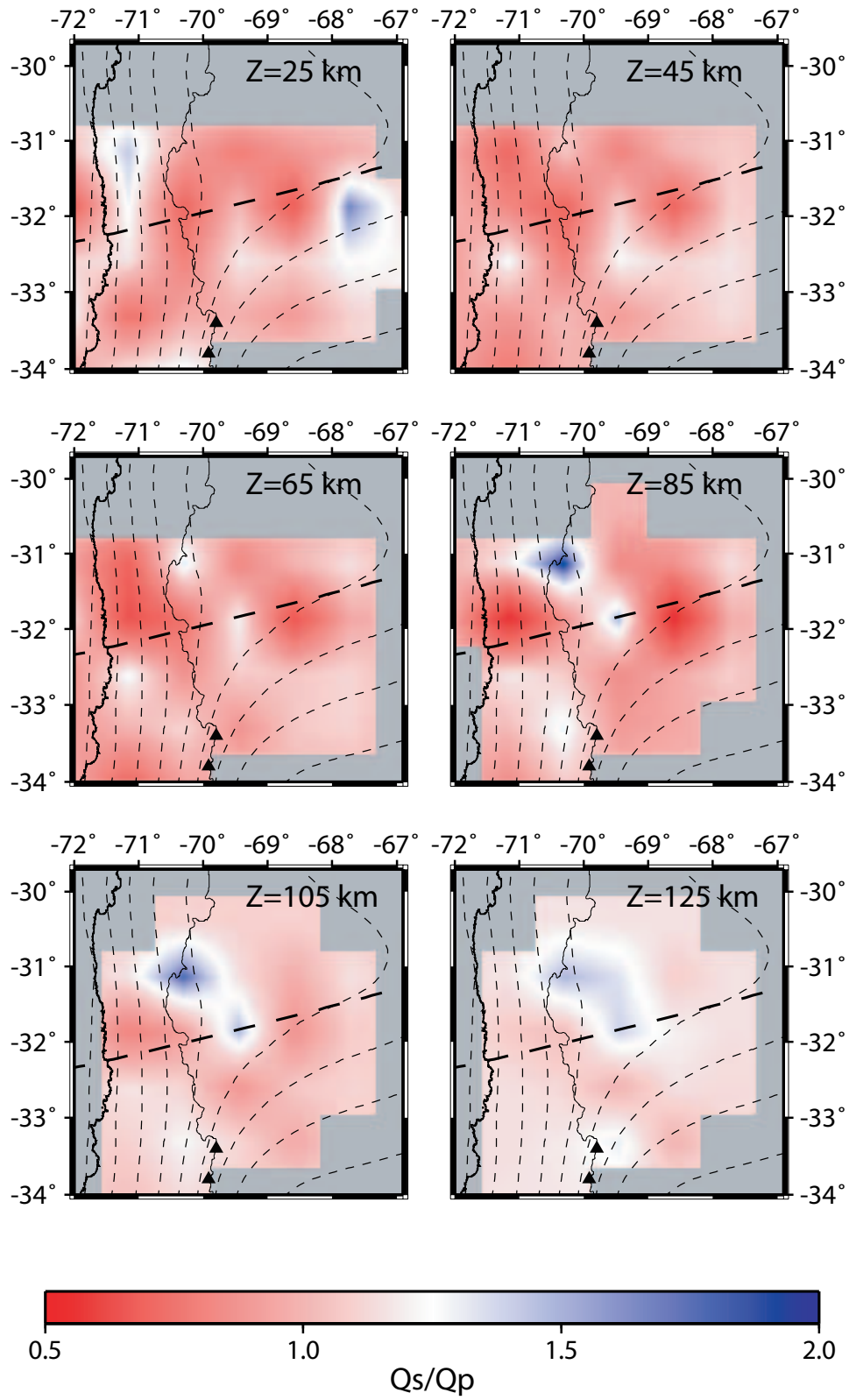


FIG. 6.17: De même que pour la Figure 6.15, mais dans le cas du rapport Q_s/Q_p .

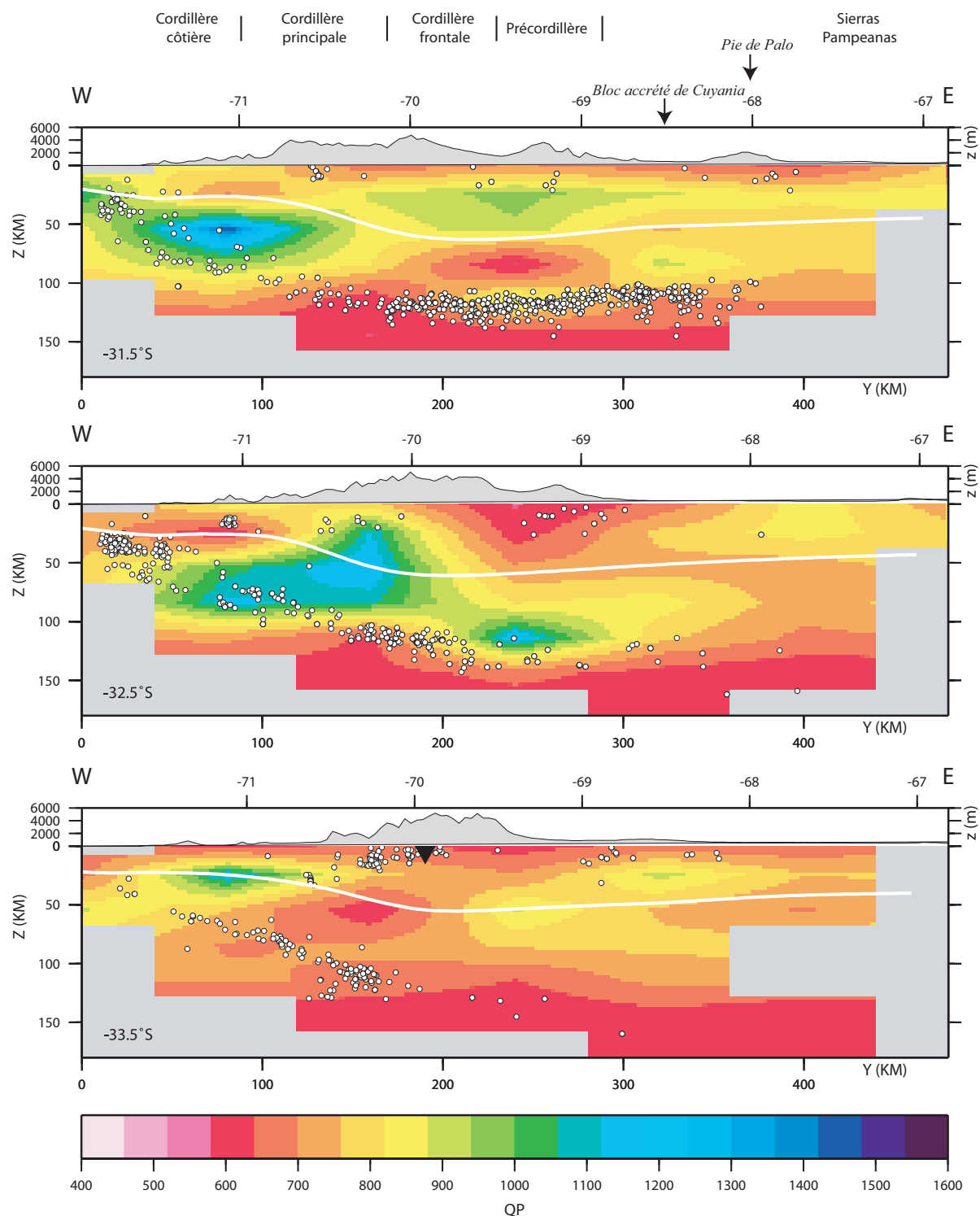


FIG. 6.18: Coupes Est-Ouest du modèle final d'atténuation des ondes P. L'échelle de couleur indique les valeurs d'atténuation dans la région de la subduction plate (31.5°S), dans la zone de transition (32.5°S) et dans la région de subduction pentue (33.5°S). Les profondeurs du Moho (ligne blanche) sont issues des travaux de Tassara [2005]. Les volcans Quaternaires actifs sont représentés par des triangles noirs renversés. La topographie a été ajoutée sur chaque coupe avec une exagération verticale.

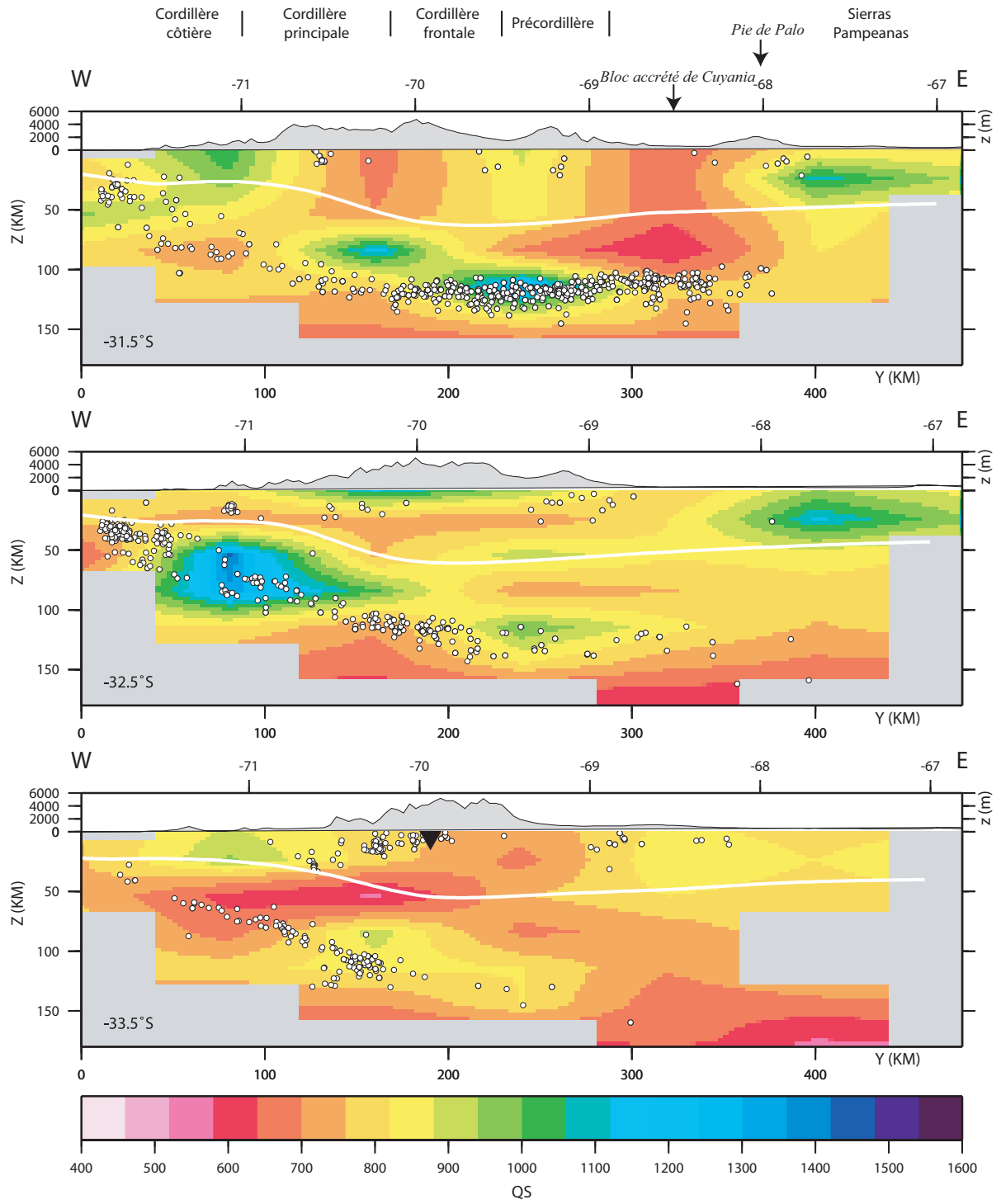


FIG. 6.19: De même que pour la figure 6.18, mais dans le cas du modèle final d'atténuation des ondes S .

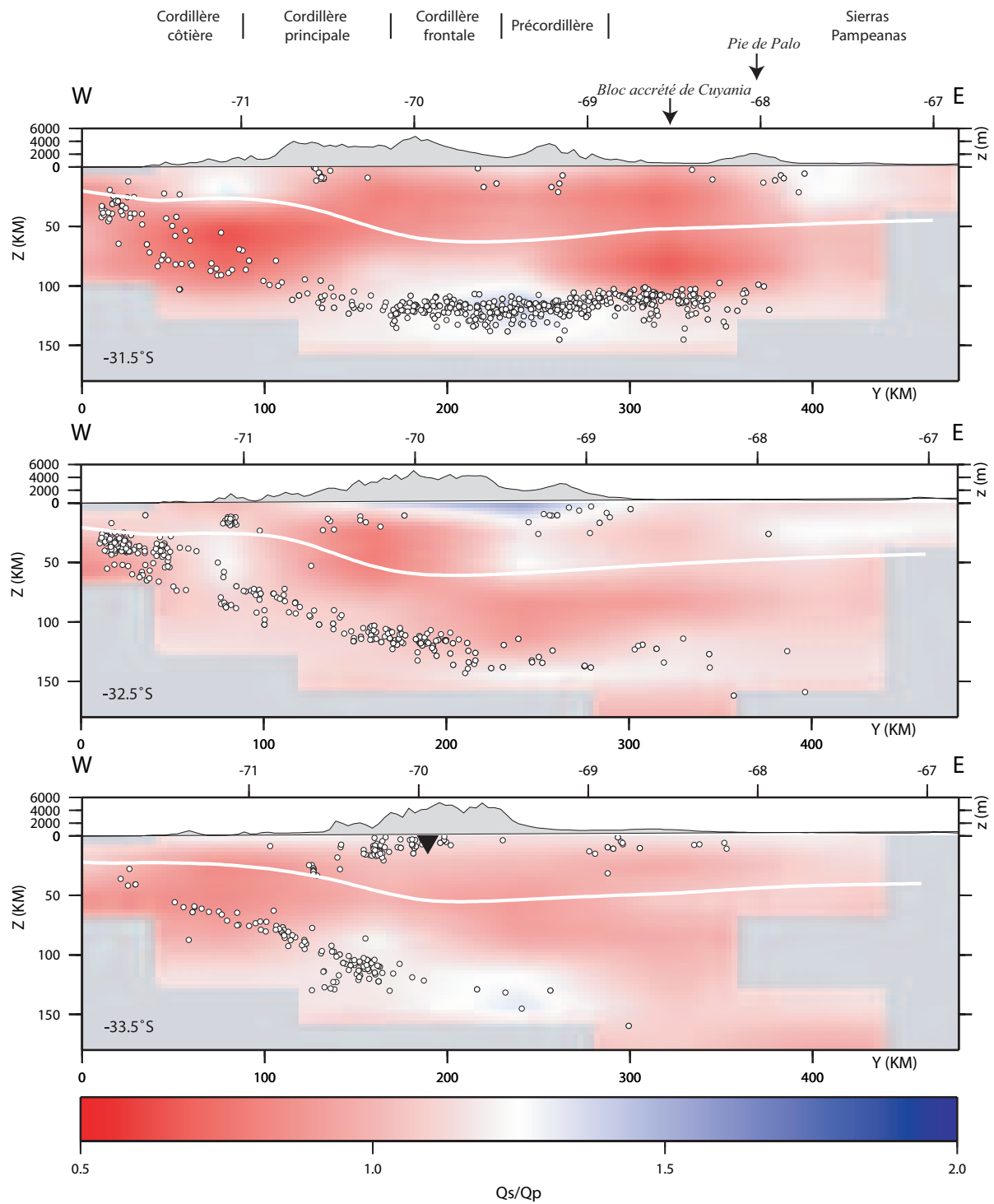


FIG. 6.20: De même que pour la figure 6.18, mais dans le cas du rapport Q_s/Q_p .

Conclusions et Perspectives

Le travail effectué au cours de cette thèse a permis d'obtenir un modèle 3D de vitesse et d'atténuation des ondes P et S de la région du Chili central-ouest de l'Argentine, grâce à la tomographie des écarts des premiers temps d'arrivée et à la tomographie du paramètre d'atténuation t^* .

Les résultats présentés dans ce mémoire se fondent sur une base de 451886 sismogrammes enregistrés par deux réseaux sismologiques temporaires (les campagnes OVA99 et CHARSMES) et le réseau sismologique permanent Chilien. La base de données correspondant aux pointés a été réalisée au Département de géophysique de l'Université du Chili. Nous avons vérifié la totalité des pointés des phases P et S et sélectionné les traces exploitables.

Ces données ont permis d'obtenir une image tridimensionnelle des vitesses en ondes P et en ondes S et de relocaliser précisément nos événements dans ces modèles. Les paramètres contrôlant notre méthode d'inversion ont tous été soigneusement testés. Les modèles obtenus ont été validés par de nombreux tests ("checkerboard test", "spike test", matrice de résolution).

Entre les latitudes 30°S et 32.5°S, la géométrie plate du slab à 100 km de profondeur a été confirmée par la localisation de la sismicité et par l'existence d'une zone de vitesse rapide. Une très forte anomalie de vitesse lente se situe à l'aplomb des édifices volcaniques actifs. Le Moho sismologique (Fromm et al. [2004]; Gilbert et al. [2006]; Maksymowicz [2005]) coïncide avec le Moho gravimétrique obtenus par Tassara [2005]. Les contours très nets d'une forte anomalie positive de vitesses (S et P) confirme et précise les contours et l'extension en profondeur du bloc accréte de Cuyania.

Nous avons présenté dans cette thèse des travaux concernant l'atténuation des ondes de volume par détermination tridimensionnelle du paramètre t^* . Le but de cette étude était de pouvoir différencier l'influence de la température, de la fusion partielle et de la présence de fluide, ce qui est limité en étudiant uniquement les vitesses, car l'influence de ces trois paramètres est identique sur les vitesses des ondes P et S.

Nous avons mis au point une chaîne de calculs permettant la modélisation du spectre d'amplitude du déplacement suivant les trois composantes des sismogrammes.

D'un point de vue méthodologique nous avons opté pour une adaptation du programme de tomographie des écarts des premiers temps d'arrivées TLR3 (Latorre et al. [2004]; Monteillet et al. [2005]). Nous rappelons que les résultats de tomographie dépendent fortement du modèle initial. Dans le cas de la tomographie en vitesse, nous avons utilisé le code Velest (Kissling et al. [1994]) afin de déterminer le meilleur modèle 1D. Dans le cas de l'inversion du paramètre t^* , un semi espace homogène comme modèle d'atténuation initial s'est révélé peu satisfaisant.

Nous avons donc mis au point une méthodologie pour obtenir un modèle initial en couche. Pour ceci, nous avons utilisé la méthode probabiliste de Metropolis-Hastings pour déterminer un ensemble de modèles initiaux qui explique au mieux nos données. Notons également que la tomographie en atténuation nécessite la connaissance à priori d'un modèle de vitesse 3D. De même que pour la tomographie en vitesse, les différents paramètres requis par l'inversion ont été testés. Nous avons également procédé aux tests de résolution.

Nous observons que toutes les anomalies d'atténuation ne sont pas nécessairement corrélées avec les anomalies de vitesses. Le modèle d'atténuation met en évidence la présence d'un coin mantellique froid, caractérisé par une faible atténuation des ondes P dans la région de la subduction plate et dans la zone de transition. Une forte atténuation des ondes P et S est localisée sous les édifices volcaniques quaternaires. Le bloc accréte de Cuyania est associé à une forte atténuation des ondes S.

Afin de mieux exploiter nos modèles tomographiques en vitesse et proposer un modèle minéralogique de la plaque subductée, du manteau continental et de la croûte continentale inférieure, nous avons eu besoin de connaître l'état thermique de la zone de subduction. Pour cette étude, nous nous sommes intéressés uniquement à la zone de subduction plate. Ceci nous a conduit à collaborer avec plusieurs modélisateurs utilisant différentes méthodologies pour obtenir des modèles de température qui se sont avérés différents suivant la complexité des codes et le nombre de paramètres pris en compte. Ces modèles ont été établis à partir d'hypothèses géodynamiques régionales et de données locales (flux de chaleur, géométrie du slab, âge des plaques, profondeur du Moho, etc...). Un modèle de pression basé uniquement sur la pression lithostatique a été établi à partir des données de densités de Tassara [2005].

En utilisant le modèle de pression-température qui nous semblait le plus approprié, nous avons calculé les vitesses théoriques des ondes P et S pour les paragenèses typiques des différents faciès et ce d'une part pour des chimies de type MORB, Harzburgites et Lherzolites et d'autre part pour chaque cellule de la grille d'inversion de notre modèle de vitesse. La comparaison de ces vitesses théoriques aux vitesses déduites de la tomographie nous a permis de proposer un modèle minéralogique de la plaque subductée, du manteau continental et de la croûte continentale inférieure.

La composition minéralogique de la plaque plongeante (plaque Nazca) est en accord avec la présence d'un faciès Schistes bleus jusqu'à 80 km de profondeur, puis à plus grandes profondeurs, à un faciès Eclogite. Ce modèle minéralogique résolu à l'échelle des cellules montre la présence de " blobs " d'éclogite dans le manteau, qui semblent flotter entre la croûte et le slab, à l'endroit où la ride de Juan Fernandez surmonte la plaque subductée. Nous ignorons si ces " blobs " proviennent de la croûte continentale et descendraient ainsi par gravité vers le slab ou inversement ? L'interprétation géodynamique de l'existence de ces " blobs " est à faire.

Notre modèle minéralogique montre la présence de matériel mantellique à la base de la croûte, à l'endroit où celle-ci est surépaissie. Enfin, la présence d'une éclogitisation de

la croûte continentale inférieure et de la serpentinitisation du coin mantellique ont été confirmées par d'autres approches (Alvarado et al. [2007] ; Calkins et al. [2006] ; Bohm et al. [2002] ; Carlson and Miller [2003] ; Manea et al. [2004]).

L'un des résultats majeur de cette thèse est certainement d'être capable, grâce à l'étude conjointe de la vitesse et de l'atténuation des ondes, de différencier les causes qui influeraient sur la propagation des ondes dans un milieu. Il est ainsi possible, non seulement de différencier l'influence de la température et de la fusion partielle mais également d'observer la présence de fluides dans le milieu.

L'analyse conjointe des résultats de la tomographie en vitesse et en atténuation d'un modèle thermique et d'un modèle minéralogique (Figure 6.21), pour la région de subduction plate à 31.5°S, a révélé une corrélation entre la température et l'atténuation des ondes P (Anomalies A et B) ainsi qu'entre la présence de minéraux hydratés, les vitesses des ondes et l'atténuation des ondes S (Anomalies C et D).

Dans la région de subduction plate, la faible atténuation des ondes P coïncide avec la présence d'une zone de faible température dans le coin mantellique (Anomalie A), au contraire une région de forte atténuation de ces ondes correspond à une région de température plus élevée que le manteau adjacent (Anomalie B).

Dans des zones où la présence d'eau est suggérée par la présence de minéraux hydratés comme les chlorites Lherzolites et les chlorites Harzburgites (Anomalies C et D), les ondes S sont fortement atténuées, les vitesses des ondes P et S sont lentes, et le rapport V_p/V_s plus élevés que la moyenne.

Le bloc de Cuyania (Anomalie E), est caractérisé par des vitesses des ondes P et S rapides et par une forte atténuation des ondes S.

Rappelons que d'un point de vue risque, les fluides ont un rôle important dans le processus de déclenchement et de propagation des séismes. Ils ont également une influence majeure dans la perte de stabilité des versants rocheux (par l'intermédiaire de l'augmentation de la pression intersticielle et de l'altération mécanique et chimique de la matrice rocheuse). L'élaboration de critères permettant d'indiquer la présence de ces fluides est donc un résultat important.

Pour préciser les résultats présentés dans cette thèse, nous aurions besoin de modèles de vitesse et d'atténuation avec une meilleure résolution spatiale.

Si le mélange des données entre campagnes différentes (OVA99, CHARAME et CHARGE) semble difficile de par les différences d'enregistrement, de géométrie source-station, il ne semble pas complètement impossible, mais un traitement plus poussé des données semble nécessaire. Le mélange des données permettrait d'augmenter la densité de rais dans la région et ainsi d'affiner le maillage de la grille d'inversion de façon à pouvoir observer des structures de plus en plus petites.

Des modèles thermiques plus réalistes pourraient être également établis, notamment contraints à partir des modèles d'atténuation, afin d'obtenir un modèle minéralogique plus précis.

Enfin, des études de l'atténuation sismique due au phénomène de "scattering", permettrait d'estimer les hétérogénéités du milieu (changement de structure, de composition, de fracturation etc...) au sein même de la croûte ou du manteau.

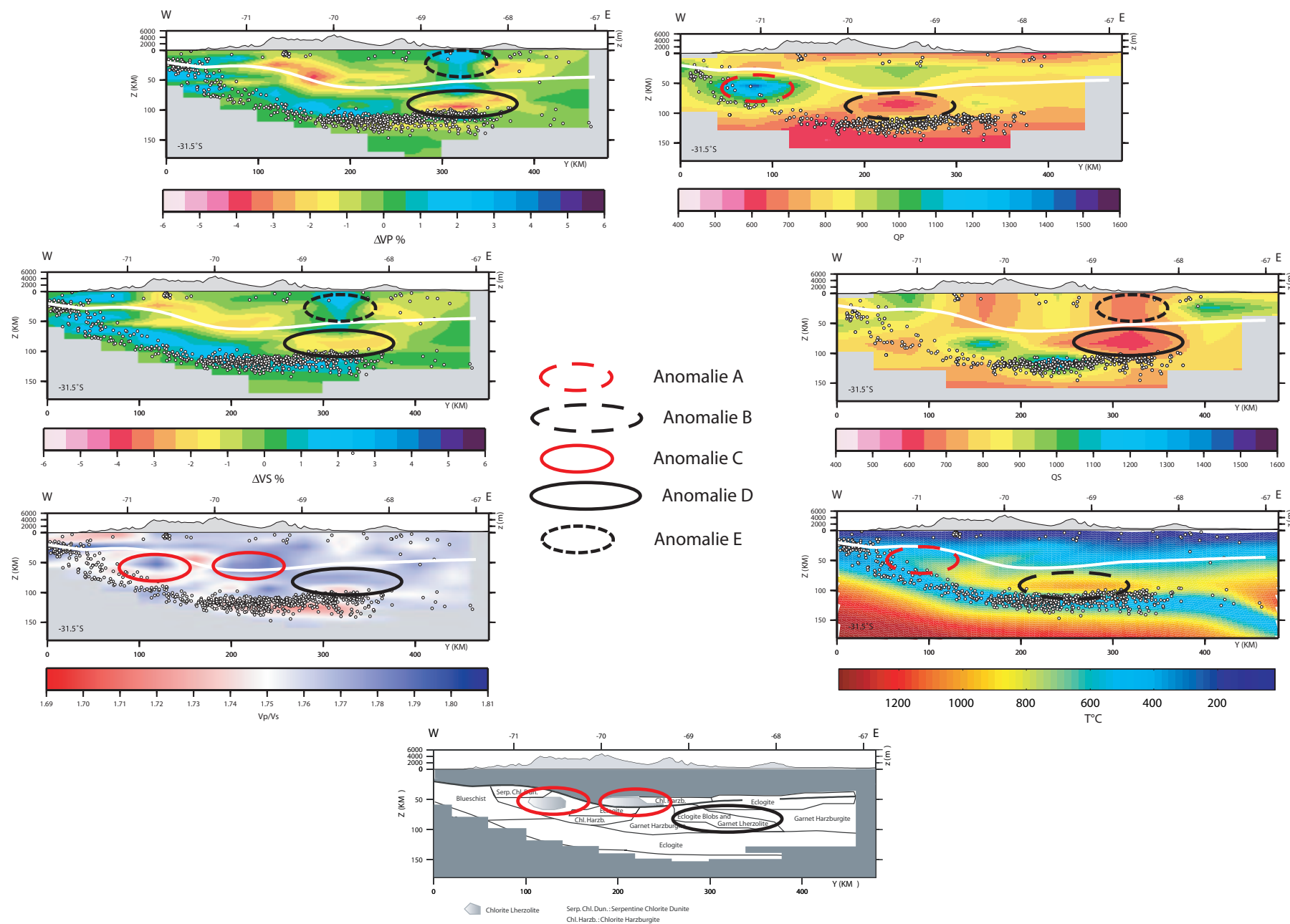


FIG. 6.21: Coupes Est-Ouest à 31°S des modèles des vitesses V_p , V_s et V_p/V_s , des modèles d'atténuation Q_p et Q_s obtenus par tomographie, du modèle thermique 3, et de l'interprétation minéralogique associée.

Table des figures

1.1	Localisation de la zone d'étude.	12
1.2	Carte et coupes de la sismicité utilisée par Cahill and Isacks [1992] pour déterminer la géométrie de la subduction entre 30°S et 35°S.	12
1.3	Position des continents Gondwana et Laurentien et de l'océan Iapetus il y a 540 Ma. En rouge sont reportés les contours de ce qui deviendra l'actuelle Amérique du sud.	13
1.4	Carte des différents blocs accrétés formant le continent Amérique du Sud (d'après Chernicoff and Zappettini [2004]). Les pointillés rouges délimitent notre zone d'étude.	14
1.5	Sections Est-Ouest de la topographie à a) 31.5°S et b) 33.5°S comme indiquées sur la figure 1.1.	15
1.6	Evolution de la subduction depuis 20 Ma (Ramos et al. [2002]).	17
1.7	Carte bathymétrique de la région 30°S-36°S (en haut) et coupe suivant la direction de propagation de la ride de Juan Fernandez suivant le trait pointillé vert (en bas).	18
1.8	Progression temporelle des unités magmatiques (cercles noirs et blancs) comparées à la migration temporelle de la position de la ride Juan Fernandez (trait continu noir) (Kay and Mpodozis [2002] d'après Yañez et al. [2002]).	19
1.9	Carte des anomalies de Bouguer (a) et profondeur du Moho gravimétrique (b) (Tassara [2005]). En pointillés noirs est reportée la zone d'étude.	21
1.10	Les grand tremblements de terre au Chili central (et dans notre zone d'étude en pointillé) depuis la fin du 19ème siècle jusqu'au début du 21ème siècle (d'après Fromm et al. [2006]).	23
1.11	Localisations et mécanismes au foyer des séismes de magnitude proche de 7.0 de 1944, 1962, et 1977 en Argentine (Alvarado et al. [2007]).	25
2.1	Sismicité locale (ronds rouges) enregistrée par le réseau sismologique temporaire (carrés bleu clair), durant la campagnes OVA99. Les édifices volcaniques Quaternaires actifs sont représentés par les triangles jaunes. Les isocontours du slab sont de Pardo et al. [2003] et sont espacés de 20 km.	28
2.2	Coupe Est-Ouest de la sismicité enregistrée par la campagne OVA99 (ronds rouges) à la latitude de 31°S. La topographie est indiquée au dessus de la coupe, avec une exagération verticale. Le triangle noir inversé représente la position de la fosse.	28

2.3	Sismicité locale (ronds rouges) enregistrée par le réseau sismologique temporaire (carrés verts) et par le réseau permanent de l'Université du Chili (ronds verts), durant la campagne CHARAME (Pardo et al. [2004]). Les édifices volcaniques Quaternaires actifs sont représentés par les triangles jaunes. Les isocontours du slab sont de Pardo et al. [2003] et sont espacés de 20 km.	30
2.4	Coupe Est-Ouest de la sismicité enregistrée par la campagne CHARAME (ronds rouges) à la latitude a) 31°S et b) 34°S. La topographie est indiquée au dessus de la coupe, avec une exagération verticale. Le triangle noir inversé représente la position de la fosse.	31
2.5	Modèles de vitesse 1D des ondes P (V_p) et des ondes S (V_s), pour la campagne OVA99, la campagne CHARAME, et le modèle final de vitesse issu de Velast et utilisé comme modèle initial de l'atténuation dans la suite de cette étude.	32
2.6	Sismicité locale (ronds rouges) enregistrée par le réseau sismologique temporaire (carrés bleu foncé), durant la campagne CHARGE. Les édifices volcaniques quaternaires actifs sont représentés par les triangles jaunes. Les isocontours du slab sont de Pardo et al. [2003] et sont espacés de 20 km	33
2.7	Coupe Est-Ouest de la sismicité enregistrée par la campagne CHARGE (ronds rouges) à la latitude a) 31°S et b) 34°S. La topographie est indiquée au dessus de la coupe, avec une exagération verticale. Le triangle noir inversé représente la position de la fosse.	34
2.8	Sismicité locale (ronds rouges) enregistrées durant les 3 campagnes OVA99, CHARAME et CHARGE.	35
2.9	Coupe Est-Ouest de la sismicité enregistrée par la campagne CHARGE (ronds verts) et par la campagne CHARAME (ronds rouges) à 31.5°S.	35
2.10	Sismicité locale utilisée pour la tomographie des temps d'arrivée des campagnes OVA99, CHARAME. Les événements superficiels (< 50 km de profondeur) sont représentés en vert, les événements profonds (> 50 km de profondeur) sont en rouge.	36
2.11	Coupe le long des profils indiqués sur la figure 2.10.	37
2.12	Localisation mondiale des doubles zones sismogènes (rectangles) (modifié d'après Peacock [2001]).	38
3.1	a) Courbes des temps de trajet (ligne rouge) calculées à partir du modèle de vitesse des ondes P en utilisant les tirs de mine de la mine Disputada de Las Condes. Les sismogrammes sont en bleu. L'échelle de temps a été réduite en utilisant une vitesse de 6 km/s. b) modèle de vitesse V_p	46
3.2	Exemple de diagramme de Wadati qui permet d'obtenir le rapport V_p/V_s . Cas du séisme du 7/11/2002 à 11 h 05 min 16.2 s localisé à 32.350°S 69.708°W à 142.8 km de profondeur.	47
3.3	Principe du fonctionnement du programme de Tomographie en vitesse, Localisation et Relocalisation, TLR3.	50
3.4	RMS de l'inversion en fonction du nombre d'itérations.	51

3.5	Histogramme des différences entre t_{obs} et t_{cal} pour les ondes P (a) et les ondes S (b), à la première itération (en bleu) et à la dernière itération (en rouge).	51
3.6	Influence du damping sur la valeur de la RMS de l'inversion suivant l'itération considérée pour les données des campagnes OVA99-CHARSME. .	52
3.7	Influence du rapport C_p/C_s sur la valeur de la RMS de l'inversion suivant l'itération considérée pour les données des campagnes OVA99-CHARSME.	53
3.8	"Checkerboard test" pour les modèles de vitesse des ondes P et S représentés en coupe à 25 km, 45 km, 65 km, 85 km, 105 km et 125 km de profondeur. Les perturbations initiales sont représentées en a) et le résultats de l'inversion en b) pour les ondes P et c) pour les ondes S. Les distances horizontales et verticales entre les noeuds sont 40 km et 10 km respectivement. Les zones grises représentent les régions non traversées par au moins un rai, et donc non résolues.	54
3.9	De même que pour la figure 3.8, mais pour des coupes Est-Ouest aux latitudes 31°S, 31.5°S, 32.5°S et 33.5°S.	55
3.10	Grille d'inversion de la tomographie en vitesse pour les données des campagnes OVA99 et CHARSME. Les noeuds de la grille sont espacés de 40 km horizontalement et de 10 km verticalement.	56
3.11	"Spike test" de l'anomalie de vitesse sous les volcans actifs à 33.5°S-70°W. Le "spike initial" est représenté en plan (25 km de profondeur) et en section (33.5°S) respectivement sur les figures 1a) et 2a). Les figures 1b) et 2b) sont les résultats obtenus dans le cas des ondes P et les figures 1c) et 2c) dans le cas des ondes S.	57
3.12	Résolution des vitesses, A) des ondes P, B) et des ondes S. Pour chaque profondeur, nous avons représenté l'amplitude retrouvée des spikes, ainsi que leur influence sur les couches supérieures et inférieures à 10 km de part et d'autre. L'échelle de couleur indique si l'amplitude du spike est retrouvée au bon endroit (sur la diagonale) et avec la même amplitude (en noir pour 100% d'amplitude retrouvée).	59
3.13	Histogramme des différences entre la localisation initiale et le temps origine des événements et la localisation et le temps origine de ces mêmes événements à l'itération 10, pour les campagnes OVA99 et CHARSME. .	60
3.14	Coupes en profondeur du modèle final de vitesse des ondes P. Les contours du slab sont de Pardo et al. [2003], la ligne en pointillés représente la trace de la ride de Juan Fernandez et les triangles noirs indiquent l'emplacement des volcans actifs. Pour chaque coupe à une profondeur Z. Les zones grises représentent les cellules ne contenant aucun rai. L'échelle de couleur indique l'amplitude des anomalies de vitesse (en % par rapport au modèle initial de vitesse), mais pour faciliter l'interprétation, les valeurs absolues des anomalies (tous les 0.1 km/s) sont indiquées sur le contour des anomalies.	63
3.15	De même que pour la Figure 3.14, mais dans le cas du modèle final de vitesse des ondes S.	64
3.16	De même que pour la Figure 3.14, mais dans le cas du rapport V_p/V_s . . .	65

3.17	Coupes Est-Ouest du modèle final de vitesse des ondes P. L'échelle de couleur indique l'amplitude des anomalies de vitesse dans la région du séisme de Punitaqui (31°S) et de la subduction plate (31.5°S), dans la zone de transition (32.5°S) et dans la région de subduction pentue (33.5°S). La profondeur du Moho (ligne blanche) est issue des travaux de Tassara [2005]. Les zones grises représentent les cellules ne contenant aucun rai. Les cercles blancs indiquent la localisation des événements utilisés pour la tomographie. Le séisme de Punitaqui du 15 octobre 1997 (Mw 7.1) est représenté par une étoile rouge sur la coupe à 31°S. Les volcans quaternaires actifs sont représentés par des triangles noirs renversés. La topographie a été ajoutée sur chaque coupe avec une exagération verticale.	66
3.18	De même que pour la Figure 3.17, mais dans le cas du modèle final de vitesse des ondes S.	67
3.19	De même que pour la Figure 3.17, mais dans le cas du rapport V_p/V_s . . .	68
3.20	Influence du damping sur la valeur de la RMS de l'inversion suivant l'itération considérée pour les données de la campagne CHARGE.	69
3.21	Influence du rapport C_p/C_s sur la valeur de la RMS de l'inversion suivant l'itération considérée pour les données de la campagne CHARGE.	70
3.22	"Checkerboard test" pour les modèles de vitesse des ondes P et S représentés en coupe à 25 km, 45 km, 65 km, 85 km, 105 km et 125 km de profondeur. Les perturbations initiales sont représentées en a) et le résultats de l'inversion en b) pour les ondes P et c) pour les ondes S. Les distances horizontales et verticales entre les noeuds sont 80 km et 20 km respectivement. Les zones grises représentent les régions non traversées par au moins un rai.	71
3.23	De même que pour la Figure 3.8, mais pour des coupes Est-Ouest aux latitudes 31°S, 31.5°S, 32.5°S, 33.5°S et 34.5°S.	72
3.24	Grille d'inversion de la tomographie en vitesse pour les données de la campagne CHARGE. Les noeuds de la grille sont espacés de 80 km horizontalement et de 20 km verticalement.	73
3.25	Coupes en profondeur du modèle final de vitesse des ondes P. Les contours du slab sont de Pardo et al. [2003], la ligne en pointillés représente la trace de la ride de Juan Fernandez et les triangles noirs indiquent l'emplacement des volcans actifs. Pour chaque coupe à une profondeur Z , les cercles blancs indiquent la localisation des séismes à la profondeur $Z \pm 5km$. Les zones grises représentent les cellules non résolues par la tomographie. L'échelle de couleur indique l'amplitude des anomalies de vitesse (en $\%$ par rapport au modèle initial de vitesse), mais pour faciliter l'interprétation, les valeurs absolues des anomalies (tous les 0.1 km/s) sont indiquées sur le contour des anomalies.	75
3.26	De même que pour la figure 3.25, mais dans le cas du modèle final de vitesse des ondes S.	76
3.27	De même que pour la Figure 3.25, mais dans le cas du rapport V_p/V_s . . .	77

3.28	Coupes Est-Ouest du modèle final de vitesse des ondes P. L'échelle de couleur indique l'amplitude des anomalies de vitesse dans la région du séisme de Punitaqui (31°S) et de la subduction plate (31.5°S), dans la zone de transition (32.5°S) et dans la région de subduction pentue (à 33.5°S et 34.5°S). La profondeur du Moho (ligne blanche) est issue des travaux de Tassara [2005] (nous n'avons pas de profondeur du moho à 34.5°S). Les cercles blancs indiquent la localisation des événements utilisés pour la tomographie. Le séisme de Punitaqui du 15 octobre 1997 (Mw 7.1) est représenté par une étoile rouge sur la coupe à 31°S. Les volcans Quaternaires actifs sont représentés par des triangles noirs renversés. La topographie a été ajoutée sur chaque coupe avec une exagération verticale.	78
3.29	De même que pour la Figure 3.28, mais dans le cas du modèle final de vitesse des ondes S.	79
3.30	De même que pour la Figure 3.28, mais dans le cas du rapport V_p/V_s . . .	80
4.1	Diagrammes de phase des a) MORB, b) Lherzolite et c) Harzburgite (Hacker et al. [2003a]).	85
4.2	Local seismicity (black dots) recorded at temporary seismic station (gray squares), during the OVA99 (November 1999-January 1999) and CHARAME (November 2002-March 2003) experiments (Pardo et al. [2004]). Quaternary active volcanoes are represented by gray triangles. Isodepths of the slab are from Pardo et al (2003) and spacing between two isodepths is 20 km. Black lines indicate the location of E-W cross sections in Figure 4.3.	88
4.3	East-West cross sections showing the local seismicity (black dots) along two transects indicated in Figure 4.2 at 31°S (A) and 33.5°S (B). Topography is shown on top of the cross-sections with an exaggerated vertical scale. A black reverse triangle indicates the location of the Peru-Chile Trench. .	88
4.4	One-dimensional P- and S-velocity models using as initial models in the tomographic inversion process.	90
4.5	Checkerboard tests for both P- and S-velocity models. a) Initial velocity perturbations. Map views at 15 km, 45 km and 95 km depth of the P- (b) and S- recovered anomaly (c) are displayed. The horizontal and vertical distances between nodes are 40 km and 10 km respectively. The checkerboard pattern is fairly retrieved at all depth, excepted in gray regions where there is no resolution.	92
4.6	Resolution Matrix (spike-tests) of the (A) P-velocity and (B) S-velocity model. a) The Figures represent the resolution matrix at 25 km depth (in the middle) and its influence on the upper and lower depth layers 10 km apart, e.g. 15 km (left) and 35 km (right) depth respectively. The value of the matrix diagonal is 1 (very good resolution), whereas vertical and horizontal smearing are smaller, between 0.1 and 0.2. Figures b), c), d), e), and f) represent the resolution matrix at 45km, 65 km, 85 km, 105 km, and 125 km depth respectively. The resolution is poor at depths greater than 125 km.	93

4.7	Map views of final (a) P-, (b) S-velocity and (c) Vp/Vs ratio models. Slab contours are from Pardo et al (2003), dotted line represents the track of the Juan Fernandez Ridge and black triangles indicate active volcanoes. For each layer, open circles represent earthquakes at depth $Z \pm 5km$. The gray areas represent cells not crossed by rays. Color scale indicates percentage of velocity deviation, but to facilitate interpretation, absolute velocity values are annotated on the anomaly contours. Contours of velocity have an increment of 0.1km/s and 0.05km/s for Vp and Vs respectively.	94
4.8	East-West cross-sections of final (a) P-, (b) S-velocity and (c) Vp/Vs ratio models. Color scale indicates percentage velocity deviation in the flat slab region (31.5°S). Moho depths (white line) are from Tassara (2005) and white dots indicate earthquakes. Exaggerated topography is added on top of each cross-section	95
4.9	Thermal structure of the flat subduction zone issued from : a) Model-1, purely thermal model, b) Model-2, including radiogenic heating in the crust, shear heating along the subduction interface, c) Model-3, thermo-mechanical model including shear and radiogenic heating, surface processes and mechanical stress-strain interaction, over 2 Ma. Note in Model-3 the effect of a pop-up shear zone in the forearc on isotherms.	101
4.10	Mineralogical composition of the flat slab region deduced by comparing P- and S-wave velocities issues from tomography with velocities computed from thermal a) Model-1, b) Model-2 and c) Model-3 using an Excel worksheet and macro of Hacker and Abers [2004]. White dots are the seismic events of Figure 4.2 and 2. Exaggerated topography is added on top of the cross-sections.	102
4.11	Phase diagrams of MORB, lherzolite (dark gray) and harzburgite (gray and shaded line) to determine the average composition of the upper mantle and the lowermost continental and oceanic crusts. The blue diamonds represent the obtained mineral rocks at each point of the grid-mesh of Model-3.	104
4.12	Difference between Vs obtained by tomography and Vs computed.	105
4.13	a) A sketch of mineralogical facies deduced from Figure 4.10c and b) Vp/Vs ratio.	106
5.1	Sismogramme de l'évènement du 8 novembre 2002 à 18h02 enregistré à la station AUCO. La fenêtre de signal sélectionné pour calculer t^* pour l'onde P et celle de bruit de durée identique juste avant l'arrivée de l'onde P sont représentées en rose sur le figure a). La figure b) est un zoom de ces fenêtres.	113
5.2	Spectres d'amplitude du déplacement du sismogramme de la figure 5.1. a) En vert est représenté le spectre du déplacement du signal de l'onde P, en rouge, le spectre du bruit contenu dans le fenêtre précédant l'onde P. b) Le spectre d'amplitude du déplacement corrigé du bruit.	114
5.3	Influence du paramètre de la source Ω_{ij} sur la forme du spectre d'amplitude du déplacement, pour des valeurs de $t^* = 0.05s$ et $f_c = 15Hz$ fixes.	115

5.4	Influence du paramètre de la source f_c pour des valeurs de $t^* = 0.05s$ et $\Omega = 1$ fixes a) et du paramètre d'atténuation t^* pour des valeurs de $f_c = 15Hz$ et $\Omega = 1$ fixes b) sur la forme du spectre d'amplitude du déplacement.	115
5.5	Déplacement synthétique de l'onde P suivant la composante E-W en bleu, N-S en vert et verticale en rouge.	117
5.6	Spectre d'amplitude du déplacement synthétique de l'onde P suivant la composante E-W en bleu, N-S en vert et verticale en rouge.	118
5.7	Spectre d'amplitude observé à la station LOCU du déplacement a) vertical (composante Z) b) et total de l'évènement du 9 octobre 2002 à 18h39m. .	118
5.8	Spectre d'amplitude du déplacement synthétique de l'onde P suivant la composante verticale en rouge, et la solution linéaire (en rose) et non linéaire (en vert) de la modélisation.	119
5.9	Nombre d'évènements pour lesquels nous avons déterminé une valeur de t^* en fonction de la distance hypocentrale.	120
5.10	Influence de la taille de la fenêtre de sélection sur la valeur de t_s^* , pour 22 enregistrements du 15 novembre 2002 par la campagne CHARISME. . . .	121
5.11	Histogramme des valeurs d'alpha obtenues lors de la résolution de l'équation 5.9.	122
5.12	Densité de rais des ondes P, pour la tomographie en atténuation, à 25 km, 45 km, 65 km, 85 km, 105 km et 125 km de profondeur.	123
6.1	Principe de fonctionnement du programme TLR3 pour la tomographie en atténuation.	128
6.2	Différences entre le modèle de vitesse homogènes en couche et celui obtenu par tomographie des écarts de temps d'arrivée a), et entre les modèles du coefficient de qualité Q avec comme modèle de vitesse celui obtenu par tomographie b) et le modèle initial de vitesse en couches c). Les contours du slab sont de Pardo et al. [2003] et sont indiqués tous les 20 km, la ligne en pointillés représente la trace de la ride de Juan Fernandez et les triangles noirs indiquent l'emplacement des volcans actifs. Les zones grises représentent les cellules ne contenant aucun rai. Les échelles de couleurs représentent les différences en valeurs absolues.	129
6.3	Variations de la RMS normalisée en fonction du nombre d'itérations pour $\gamma = 0.5, 1, 1.5$ et 2	130
6.4	Différence entre les modèles Qp obtenus avec comme modèle initial un semi-espace homogène a) Qp=500 et b) Qp=700.	131
6.5	Variations de la RMS de l'inversion en fonction de la valeur d'atténuation a) Qp, b) Qs, utilisée comme modèle initial de l'inversion.	132
6.6	Variations de la RMS de l'inversion en fonction de la valeur de damping utilisée lors de l'inversion en atténuation.	132

6.7	"Checkerboard test" pour les modèles d'atténuation des ondes P et S représenté en coupe à 25 km, 45 km, 65 km, 85 km, 105 km et 125 km de profondeur. Les perturbations initiales sont représentées en a) et le résultats de l'inversion en b) pour les ondes P et c) pour les ondes S. Les distances horizontales et verticales entre les noeuds sont 80 km et 30 km respectivement. Les zones grises représentent les régions non traversées par au moins un rai.	134
6.8	De même que la Figure 3.8, mais pour des coupes Est-Ouest aux latitudes 31.5°S, 32.5°S et 33.5°S.	135
6.9	Grille d'inversion de la tomographie en atténuation. Les noeuds de la grille sont espacés de 80 km horizontalement et de 30 km verticalement.	136
6.10	Coupes en profondeur du modèle d'atténuation des ondes P a) et des ondes S b). Les contours du slab sont de Pardo et al. [2003] et sont indiqués tous les 20 km, la ligne en pointillés représente la trace de la ride de Juan Fernandez et les triangles noirs indiquent l'emplacement des volcans actifs. Les cellules ne contenant aucun rai sont en gris. L'échelle de couleur indique les valeurs de Q_p et Q_s	137
6.11	Coupes Est-Ouest du modèle d'atténuation des ondes P a) et des ondes S b). L'échelle des couleurs indique les valeurs d'atténuation dans la région de la subduction plate (31.5°S), dans la zone de transition (32.5°S) et dans la région de subduction pentue (33.5°S). Les profondeurs du Moho (ligne blanche) sont issues des travaux de Tassara [2005]. Les volcans Quaternaires actifs sont représentés par des triangles noirs renversés. La topographie a été ajouté sur chaque coupe avec une exagération verticale. . .	138
6.12	Modèle d'atténuation en couche utilisé pour tester la méthode de Métropolis-Hastings dans la détermination d'un modèle en couche de Q	141
6.13	Histogrammes des différentes valeurs du coefficient de qualité des ondes P (Q_p) retenues pour chaque couche au bout de 100000 itérations. La valeur à retrouver en abscisse est indiquée entre parenthèses	141
6.14	Modèles initiaux moyens de coefficients de qualité (trait continu) obtenus par la méthode de Métropolis Hastings, pour les ondes P (à gauche) et les ondes S (à droite). En pointillés sont indiqués les valeurs minimales et maximales de Q_p et Q_s pour l'ensemble des modèles retenus.	142
6.15	Coupes en profondeur du modèle final d'atténuation des ondes P. Les contours du slab sont de Pardo et al. [2003], la ligne en pointillés représente la trace de la ride de Juan Fernandez et les triangles noirs indiquent l'emplacement des volcans actifs. Les zones grises représentent les cellules traversées par aucun rai. L'échelle de couleur indique les valeurs de Q_p . .	147
6.16	De même que pour la Figure 6.15, mais dans le cas du modèle final d'atténuation des ondes S.	148
6.17	De même que pour la Figure 6.15, mais dans le cas du rapport Q_s/Q_p . .	149

6.18	Coupes Est-Ouest du modèle final d'atténuation des ondes P. L'échelle de couleur indique les valeurs d'atténuation dans la région de la subduction plate (31.5°S), dans la zone de transition (32.5°S) et dans la région de subduction pentue (33.5°S). Les profondeurs du Moho (ligne blanche) sont issues des travaux de Tassara [2005]. Les volcans Quaternaires actifs sont représentés par des triangles noirs renversés. La topographie a été ajoutée sur chaque coupe avec une exagération verticale.	150
6.19	De même que pour la figure 6.18, mais dans le cas du modèle final d'atténuation des ondes S.	151
6.20	De même que pour la figure 6.18, mais dans le cas du rapport Q_s/Q_p . . .	152
6.21	Coupes Est-Ouest à 31°S des modèles des vitesses V_p , V_s et V_p/V_s , des modèles d'atténuation Q_p et Q_s obtenus par tomographie, du modèle thermique 3, et de l'interprétation minéralogique associée.	158
A.1	Modèle final d'atténuation des ondes P obtenu par tomographie en utilisant un semi-espace homogène comme modèle initial, $Q_p = 600$	186
A.2	Modèle final d'atténuation des ondes P obtenu par tomographie en utilisant un semi-espace homogène comme modèle initial, $Q_p = 900$	187
B.1	Sections Est-Ouest du modèle Q_p et le numéro des anomalies testées. . .	190
B.2	Anomalie I	191
B.3	Anomalie II	192
B.4	Anomalie III	193
B.5	Anomalie IV	194
B.6	Anomalie V	195
B.7	Anomalie VI	196
B.8	Sections Est-Ouest du modèle Q_s et le numéro des anomalies testées. . .	197
B.9	Anomalie I	198
B.10	Anomalie II	199
B.11	Anomalie III	200
B.12	Anomalie IV	201
B.13	Anomalie V	202
B.14	Anomalie VI	203

Liste des tableaux

4.1	Thermal properties using for the three thermal models. * : Upper and lower crust, ** : Top 10 km of the subducted channel.	98
4.2	Notations and physical values for Model-3 (Turcotte et Schubert, 2002). .	100
4.3	Mohr-Coulomb friction angle and dominant composition defining the dislocation creep parameters for Model-3 (activation energy, constant and exponent values from Ranalli [1995]).	100
6.1	Effets de la température, de la fusion partielle, et du contenu en eau sur la vitesse et sur le coefficient de qualité du milieu. (D'après Wiens and Smith [2003]).	143

Bibliographie

- Abercrombie, R. E. (1995). Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 M_L using seismograms recorded at 2.5-km depth. *J. Geophys. Res.*, 100 :24015–24036.
- Aki, K. and Chouet, B. (1975). Origin of coda waves : Source, attenuation, and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, 80 :3322–3342.
- Aki, K., Christoffersson, A., and Husebye, E. S. (1977). Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 82 :277–296.
- Allmendinger, R. W., Figueroa, D., Synder, D., Beer, J., Mpodozis, C., and Isaacks, B. L. (1990). Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°s latitude. *Tectonics*, 9 :789–809.
- Alvarado, P., Beck, S. and Zandt, G., Araujo, M., and Triep, E. (2005). Crustal deformation in the south-central andes backarc terranes as viewed from regional broad-band seismic waveform modelling. *Geophys. J. Int.*, 163 :580–598(19).
- Alvarado, P., Beck, S., and Zandt, G. (2007). Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and backarc region from regional waveform modelling. *Geophysical Journal International*, 170 :858–875.
- Amstutz, A. (1951). Sur l'évolution des structures alpines. *Archives des Sciences [Genève]*, pages 323–329.
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., and Beck, S. (2007). Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, 171(1) :419–434.
- Anderson, M. L. (2005). *Seismic anisotropy, intermediate-depth earthquakes, and mantle flow in the Chile-Argentina flat-slab subduction zone*. PhD thesis, University of Arizona.
- Angermann, D., Klotz, J., and Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 171 :329–334.
- Arroucau, P. (2006). *Sismicité du Massif Armoricaïn : relocalisations et interprétation tectonique*. PhD thesis, Université de Nantes.
- Barazangi, M. and Isaacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4 :686–692.

- Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., and Monfret, T. (2004). Crustal seismicity in central Chile. *J. of South Am. Earth Sc.*, 16 :759–768.
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., and M., R. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction Askew et al zone. *J. of South Am. Earth Sc.*, 11 :115–129(15).
- Benioff, H. (1955). Earthquake Seismographs and Associated Instruments. *Advances in Geophysics*, 2 :p220.
- Bissig, T., Clark, A., and Lee, J. (2002). Cerro de Vidrio rhyolitic dome : evidence for Late Pliocene volcanism in the central Andean flat-slab region, Lama-Veladero district, 29°20'S, San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 :571–576(6).
- Boatwright, J. (1980). A spectral theory for circular seismic sources ; simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70(1) :1–27.
- Bohm, M., Lüth, S., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., and Wigger, P. (2002). The Southern Andes between 36°S and 40°S latitude : seismicity and average velocities. *Tectonophysics*, 356 :275–289.
- Burov, E. and Poliakov, A. (2001). Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution : Verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model. *J. Geophys. Res.*, 106 :16461–16482.
- Cahill, T. and Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted nazca plate. *J. Geophys. Res.*, 97 :17503–17529.
- Calkins, J. A., Zandt, G., Gilbert, H. J., and Beck, S. L. (2006). Crustal images from San Juan, Argentina, obtained using high frequency local event receiver functions. *Geophys. Res. Letters*, 33 :7309–+.
- Cande, S. C. and Haxby, W. F. (1991). Eocene propagating rifts in the southwest Pacific and their conjugate features on the Nazca plate. *J. Geophys. Res.*, 96 :19609–19622.
- Carlson, R. L. and Miller, D. J. (2003). Mantle wedge water contents estimated from seismic velocities in partially serpentinized peridotites. *Geophys. Res. Lett.*, 30(5) :050000–1.
- Chernicoff, C. J. and Zappettini, E. O. (2004). Geophysical evidence for terrane boundaries in south-central Argentina. *Gondwana Research*, 7(4) :1105–1116.
- Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Singh, S. K., and Suarez, G. (1986). The 1985 Central Chile Earthquake : A Repeat of Previous Great Earthquakes in the Region? *Science*, 233 :449–453.
- CONDOR Scientists, von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E. R., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C. R., and Weinrebe, W. (1997). Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile. *Tectonics*, 16 :474–488.

- Couch, R., Whitsett, R., Huehn, B., and Briceno-Guarupe, L. (1981). Structures of the continental margin of Peru and Chile. *Mem. geol. Soc. Am.*, 154 :703–726.
- Cundall, P. A. and Board, M. (1988). A microcomputer program for modelling large-strain plasticity problems. In : C. Swoboda, Editor, *Numerical Methods in Geomechanics, Proceedings of the Sixth International Conference on Numerical Methods in Geomechanics, Balkema, Rotterdam (1988)*, 108 :2101–2108.
- Dainty, A. M. (1981). A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz. *Geophys. Res. Lett.*, 8 :1126–1128.
- Delouis, B. and Legrand, D. (2007). Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile) : Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion. *Geophys. Res. Lett.*, 34 :1304–+.
- Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101 :425–478.
- Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21 :2191–2194.
- Dorbath, C., Gerbault, M., Carlier, G., and Guiraud, M. (2008). Double seismic zone of the Nazca plate in northern Chile : High-resolution velocity structure, petrological implications, and thermomechanical modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9 :7006–+.
- Drouet, S. (2006). *Analyse des données accélérométriques pour la caractérisation de l'aléa sismique en France Métropolitaine*. PhD thesis.
- Drouet, S., Souriau, A., and Cotton, F. (2005). Attenuation, Seismic Moments, and Site Effects for Weak-Motion Events : Application to the Pyrenees. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(5) :1731–1748.
- Engdahl, E. R., van der Hilst, R., and Buland, R. (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. of the Seism. Soc. of Am.*, 88(3) :722–743.
- Espurt, N., Funicello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., and Brusset, S. (2008). Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate : Insights from analog modeling. *Tectonics*, 27 :C3011+.
- Finney, S. C. (2007). The Parautochthonous Gondwanan origin of the Cuyania (greater Precordillera) terrane of Argentina : a re-evaluation of evidence used to support an allochthonous Laurentian origin. *Geologica Acta*, 5(2) :127–158.
- Flueh, E., Vidal, N., Ranero, C., Hojka, A., von Huene, R., Bialas, J., Hinz, K., Cordoba, D., Danobeitia, J., and Zelt, C. (30 March 1998). Seismic investigation of the continental margin off- and onshore valparaiso, chile. *Tectonophysics*, 288 :251–263(13).

- Foulger, G. R., Julian, B. R., Pitt, A. M., Hill, D. P., Malin, P. E., and Shalev, E. (2003). Three-dimensional crustal structure of Long Valley caldera, California, and evidence for the migration of CO_2 under Mammoth Mountain. *J. of Geophys. Res. (Solid Earth)*, 108 :6–1.
- Fromm, R., Alvarado, P., Beck, S. L., and Zandt, G. (2006). The April 9, 2001 Juan Fernández Ridge (M_w 6.7) Tensional Outer-Rise Earthquake and its Aftershock Sequence. *Journal of Seismology*, 10 :163–170.
- Fromm, R., Zandt, G., and Beck, S. L. (2004). Crustal thickness beneath the Andes and Sierras Pampeanas at 30°S inferred from Pn apparent phase velocities. *Geophys. Res. Lett.*, 31 :6625–+.
- Fuenzalida, A., Pardo, M., Cisternas, A., Dorbath, L., Dorbath, C., Comte, D., and Kausel, E. (1992). On the geometry of the Nazca Plate subducted under Central Chile (32–34.5°S) as inferred from microseismic data. *Tectonophysics*, 205 :1–3.
- Garcia, D., Singh, S. K., Herraiz, M., Pacheco, J. F., and Ordaz, M. (2004). Inslab earthquakes of central Mexico : Q, source spectra, and stress drop. *Bull. Seismo. Soc. Am.*, 94(3) :789–802.
- Gerbault, M., Henrys, S., and Davey, F. (2003). Numerical models of lithospheric deformation forming the Southern Alps of New Zealand. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 108 :2341–+.
- Gilbert, H., Beck, S., and Zandt, G. (2006). Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, 165 :383–398.
- Guillier, B., Chatelain, J.-L., Jaillard, É., Yepes, H., Poupinet, G., and Fels, J.-F. (2001). Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America). *Geophys. Res. Lett.*, 28 :3749–3752.
- Gutscher, M.-A. (2002). Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 :3–10(8).
- Gutscher, M.-A. and Peacock, S. M. (2003). Thermal models of flat subduction and the rupture zone of great subduction earthquakes. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 108 :2009–+.
- Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H., and Engdahl, E. R. (2000). Geodynamics of flat subduction : Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19 :814–833.
- Hacker, B., Abers, G., and Peacock, S. (2003a). Subduction factory 1 : Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H_2O contents. *J. of Geophys. Res.*, 108(B1).
- Hacker, B. R. and Abers, G. A. (2004). Subduction factory 3 : An excel worksheet and macro for calculating the densities, seismic wave speeds, and H_2O contents of minerals and rocks at pressure and temperature. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(1).

- Hacker, B. R., Peacock, S. M., Abers, G. A., and Holloway, S. D. (2003b). Subduction factory 2. are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *J. Geophys. Res.*, 108.
- Hamza, V. and Munoz, M. (1996). Heat flow map of South America. *Geothermics*, 25 :599–646(48).
- Hanks, T. C. (1982). f_{max} . *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72(6A) :1867–1879.
- Hasegawa, A., Umino, N., and Takagi, A. (1978a). Double-planed deep seismic zone and upper-mantle structure in the northeastern japan arc. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 54 :281–296.
- Hasegawa, A., Umino, N., and Takagi, A. (1978b). Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern japan arc. *Tectonophysics*, 47 :43–58.
- Hauksson, E. and Shearer, P. M. (2006). Attenuation models (qp and qs) in three dimensions of the southern California crust : Inferred fluid saturation at seismogenic depths. *J. of Geophys. Res. (Solid Earth)*, 111(B10).
- Havskov, J. and Ottemöller, L. (1999). SeisAn EARTHQUAKE ANALYSIS SOFTWARE. *ELECTRONIC SEISMOLOGIST*.
- Hussen, S. and Kissling, E. (2001). Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile. *Geology*, 29 :847–850.
- Hyndman, R. D., Wang, K., and Yamano, M. (1995). Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust. *J. Geophys. Res.*, 100 :15373–15392.
- Ibanez, J. M., del Pezzo, E., Martini, M., Patané, D., de Miguel, F., Vidal, F., and Morales, J. (1993). Estimates of coda-Q using a non linear regression. *J. Phys. Earth*, 41 :203–219.
- Jezék, P., Willner, A. P., Acenólaza, F. G., and Miller, H. (1985). The Puncoviscana trough - a large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. *International J. of Earth Sciences*, 74(3) :573–584.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., and Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geol Soc Am Bull*, 94(3) :341–361.
- Kausel, E. and Campos, J. (1992). The $m_s = 8$ tensional earthquake of 9 december 1950 of northern chile and its relation to the seismic potential of the region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 72 :220–235.
- Kay, M. S. and Mpodozis, C. (2002). Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 :39–57(19).

- Kennett, B. (1991). *IASPEI 1991 Seismological Tables*. 167 pp., Bibliotech, Canberra, Australia.
- Khan, A. and Mosegaard, K. (2002). An inquiry into the lunar interior : A nonlinear inversion of the Apollo lunar seismic data. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107.
- Kirby, S., Engdahl, E. R., and Denlinger, R. (1996). Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. *Bedout, G.E., et al., eds., Subduction : Top to bottom : Am. Geophys. Union Geophys. monogr.* 96, pages 195–214.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D., and Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, 99 :19635–+.
- Koerner, A., Kissling, E., and Miller, S. A. (2004). A model of deep crustal fluid flow following the $M_w = 8.0$ Antofagasta, Chile, earthquake. *J. of Geophys. Res. (Solid Earth)*, 109(B18).
- Kopp, H., Flueh, E. R., Papenberg, C., and Klaeschen, D. (2004). Seismic investigations of the O'Higgins Seamount Group and Juan Fernández Ridge : Aseismic ridge emplacement and lithosphere hydration. *Tectonics*, 23 :2009–+.
- Latorre, D., Virieux, J., Monfret, T., Monteillet, V., Vanorio, T., Go, J.-L., and Lyon-Caen, H. (2004). A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth Greece) from the 1991 data set. *Geophys. J. Int.*, 159 :1013–1031.
- Lees, J. M. and Lindley, G. T. (1994). Three-dimensional attenuation tomography at Loma Prieta : inversion of t^* for Q. *J. Geophys. Res.*, 99 :6843–6863.
- Lemoine, A., Madariaga, R., and Campos, J. (2001). Evidence for earthquake interaction in central Chile : the July 1997-September 1998 sequence. *Geophys. Res. Lett.*, 28 :2743–2746.
- Lopez, V. L. and Gregori, D. A. (2004). Provenance and Evolution of the Guarguaraz Complex, Cordillera frontal, Argentina. *Gondwana Research*, 7(4) :1197–1208.
- Madariaga, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(3) :639–666.
- Mahlburg Kay, S. and Abruzzi, J. M. (1996). Magmatic evidence for neogene lithospheric evolution of the central andean 'flat-slab' between 30° and 32°S. *Tectonophysics*, 259 :5–28.
- Maksymowicz, A. (2005). *Modelo 3D del Moho bajo la zona de Chile central y oeste de Argentina (31°S-34°S), utilizando funciones de recepcion*. PhD thesis, Universidad de Chile.
- Manea, V. C., Manea, M., Kostoglodov, V., Currie, C. A., and Sewell, G. (2004). Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero. *Geophysical Journal International*, 158 :775–784.

- Martinod, J., Funicello, F., Faccenna, C., Labanieh, S., and Regard, V. (2005). Dynamical effects of subducting ridges : insights from 3-D laboratory models. *Geophys. J. Int.*, 163 :1137–1150.
- Menke, W. (1989). *Geophysical data analysis : Discrete inverse theory*. International Geophysics Series, New York : Academic Press, 1989, Rev.ed.
- Metropolis, N., Rosenbluth, A. W., Rosenbluth, M. N., Teller, A. H., and Teller, E. (1953). Equation of state calculations by fast computing machines. *The Journal of Chemical Physics*, 21(6) :1087–1092.
- Monfret, T. and Romanowicz, B. (1986). Importance of on scale observations of first arriving Rayleigh wave trains for source studies : example of the Chilean event of March 3, 1985, observed on the geoscope and IDA networks. *Geophys. Res. Lett.*, 13 :1015–1018.
- Monteillet, V., Got, J. L., Virieux, J., and Okubo, P. (2005). An efficient algorithm for double-difference tomography and location in heterogeneous media with an application to the Kilauea volcano. *J. Geophys. Res.*, 110 doi :10.1029/2004JB003466.
- Muñoz, M. (2005). No flat Wadati-Benioff Zone in the central and southern central Andes. *Tectonophysics*, 395 :41–65.
- Müller, R. D., Roest, W. R., Royer, J.-Y., Gahagan, L. M., and Sclater, J. G. (1997). Digital isochrons of the world's ocean floor. *J. Geophys. Res.*, 102 :3211–3214.
- Nakajima, J. (2001). Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan. *Tectonophysics*, 341 :1–4.
- Nippress, S. E. J. and Rietbrock, A. (2007). Seismogenic zone high permeability in the central andes inferred from relocations of micro-earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 263 :235–245.
- Okal, E. A. and Kirby, S. H. (2002). Energy-to-moment ratios for damaging intraslab earthquakes : Preliminary results on a few case studies. *USGS Open File Rept.*, 02-328 :127–131.
- Oliver, J. and Isacks, B. (1967). Deep Earthquake Zones, Anomalous Structures in the Upper Mantle and the Lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 72.
- Paige, C. C. and Saunders, M. A. (1982). Lsq, an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Trans. Math. Software*, 8 :43–71.
- Pardo, M., Comte, D., and Monfret, T. (2002). Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *J. South Am. Earth Sc.*, 15 :11–22.
- Pardo, M., Monfret, T., Vera, E., Yanez, G., Bonvalot, S., Gabalda, G., Eisenberg, A., Triep, E., Hustedt, B., and Bethoux, N. (2003). The 2002-2003 CHARME Experiment : Preliminary Results. *AGU Fall Meeting Abstracts*, pages D126+.

- Pardo, M., Monfret, T., Vera, E., Yanez, G., and Eisenberg, A. (2004). Flat-Slab to Steep Subduction Transition Zone in Central Chile-Western Argentina : Body Waves Tomography and State of Stress. *AGU Fall Meeting Abstracts*, pages B164+.
- Peacock, S. M. (1996). *Thermal and petrologic structure of subduction zones*. Amer. Geophys. Union.
- Peacock, S. M. (2001). Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle ? *Geology*, 29(4) :299–a–302.
- Peacock, S. M. and Wang, K. (1999). Seismic Consequences of Warm Versus Cool Subduction Metamorphism : Examples from Southwest and Northeast Japan. *Science*, 286(5441) :937–939.
- Pelletier, B., Calmant, S., and Pillet, R. (1998). Current tectonics of the Tonga-New Hebrides region. *Earth and Planetary Science Letters*, 164 :263–276.
- Peyrat, S., Campos, J., de Chabalier, J. B., Perez, A., Bonvalot, S., Bouin, M.-P., Legrand, D., Nercessian, A., Charade, O., Patau, G., Clévéde, E., Kausel, E., Bernard, P., and Vilotte, J.-P. (2006). Tarapacá intermediate-depth earthquake (Mw 7.7, 2005, northern Chile) : A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations. *Geophys. Res. Lett.*, 33 :22308–+.
- Pilger, R. H. (1981). Plate reconstructions aseismic ridges and low-angle subduction beneath the Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92 :448–456.
- Podvin, P. and Lecomte, I. (1991). Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models : a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, 105(1) :271–284.
- Poliakov, A. and Podladchikov, Y. (1992). Diapirism and topography. *Geophysical Journal International*, 109(3) :553–564.
- Pontoise, B. and Monfret, T. (2004). Shallow seismogenic zone detected from an offshore-onshore temporary seismic network in the Esmeraldas area (northern Ecuador). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5 :2009–+.
- Ramos, V., Cristallini, E., and Pérez, D. (2002). The pampean flat-slab of the central andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 :59–78(20).
- Ramos, V. A. (2004). Cuyania, an exotic block to Gondwana : review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research*, 7(4) :1009–1026.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortés, J. M., and Palma, M. (1986). Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5 :855–880.
- Ranalli, G. (1995). *Rheology of the Earth*. (2nd ed.). Chapman and Hall, London.

- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., and Galindo, C. (1998). Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26 :707–+.
- Regnier, M., Chiu, J.-M., Smalley, Robert, J., Isacks, B. L., and Araujo, M. (1994). Crustal thickness variation in the Andean foreland, Argentina, from converted waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4) :1097–1111.
- Régnier, M., Chatelain, J. L., Smalley, R. J., Chiu, J. M., Isacks, B. L., and Araujo, M. (1992). Seismotectonics of Sierra Pie de Palo, a basement block uplift in the Andean foreland of Argentina. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(6) :2549–2571.
- Romero, A., McEvilly, T., and Majer, E. (1997). 3-D microearthquake attenuation tomography at the Northwest Geysers geothermal region, California. *Geophysics*, 62(1) :149–167.
- Schlatterbeck, B. A. and Abers, G. A. (2001). Three-dimensional attenuation variations in southern California. *J. Geophys. Res.*, 106 :30719–30736.
- Schmidt, M. W. and Poli, S. (1998). Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, 163 :361–379.
- Schurr, B. (2000). *Seismic structure of the Central Andean Subduction Zone from Local Earthquake Data*. PhD thesis, Freie Universität Berlin.
- Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Trumbull, R., and Haberland, C. (2003). Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 215 :105–119.
- Sichien, E., Monfret, T., Pardo, M., Vera, E., Gaffet, S., and Vallée, M. (2008). Three-dimensional attenuation structure of Central Chile (30°–32°S) using local earthquakes : evidences of fluid and fractured medium related to the 1997 Punitaqui ($M_w = 7.2$) intraslab event. *Soumis*.
- Singh, S. K., Pacheco, J., Ordaz, M., and Kostoglodov, V. (2000). Source Time Function and Duration of Mexican Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(2) :468–482.
- Stein, C. and Stein, S. (1992). A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359 :123–126.
- Takei, Y. (2000). Acoustic properties of partially molten media studied on a simple binary system with a controllable dihedral angle. *J. Geophys. Res.*, 105 :16665–16682.
- Tassara, A. (2005). *Structure of the Andean continental margin and causes of its segmentation*. PhD thesis, Freie Universität berlin Institut für Geologische Wissenschaften.

- Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S., and Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *J. of Geophys. Res. (Solid Earth)*, 111(B10) :9404–+.
- Tebbens, S. F. and Cande, S. C. (1997). Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *J. Geophys. Res.*, 102 :12061–12084.
- Toro, G. R. and McGuire, R. K. (1987). An investigation into earthquake ground motion characteristics in eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(2) :468–489.
- Tsujiura, M. (1978). Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes. *Bull. Earth. Res. Inst.*, 53 :1–48.
- van Keken, P. E., Kiefer, B., and Peacock, S. M. (2002). High-resolution models of subduction zones : Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.
- Vujovich, G. I., van Staal, C. R., and Davis, W. (2004a). Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research*, 7(4) :1041–1056.
- Vujovich, G. I., van Staal, C. R., and Davis, W. (2004b). Cuyania : an exotic block to Gondwana - Introduction. *Gondwana Research*, 7(4) :1005–1007.
- Wadati, K. (1933). On the travel time of earthquake waves. Part II. *Geophys. Mag.*, 7 :101–111.
- Wagner, L. S., Beck, S., and Zandt, G. (2005). Upper mantle structure in the south central Chilean subduction zone 30°s to 36°s. *J. Geophys. Res.*, 110(B9).
- Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm : Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6) :1353–1368.
- Wiens, D. A. and Smith, G. P. (2003). Seismological constraints on structure and flow patterns within the mantle wedge. in *Inside the subduction factory : American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 138 :59–81.
- Yáñez, G. A., Ranero, C. R., von Huene, R., and Díaz, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S) : The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *J. Geophys. Res.*, 106 :6325–6346.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., and Selles, D. (2002). The Challenger-Juan Fernandez-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S : geodynamic evidence and implications. *J. of South Am. Earth Sc.*, 15 :23–38(16).

- Zhang, H. and Thurber, C. H. (2003). Double-Difference Tomography : The Method and Its Application to the Hayward Fault, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(5) :1875–1889.

Annexe A

Dépendance au modèle initial de la tomographie

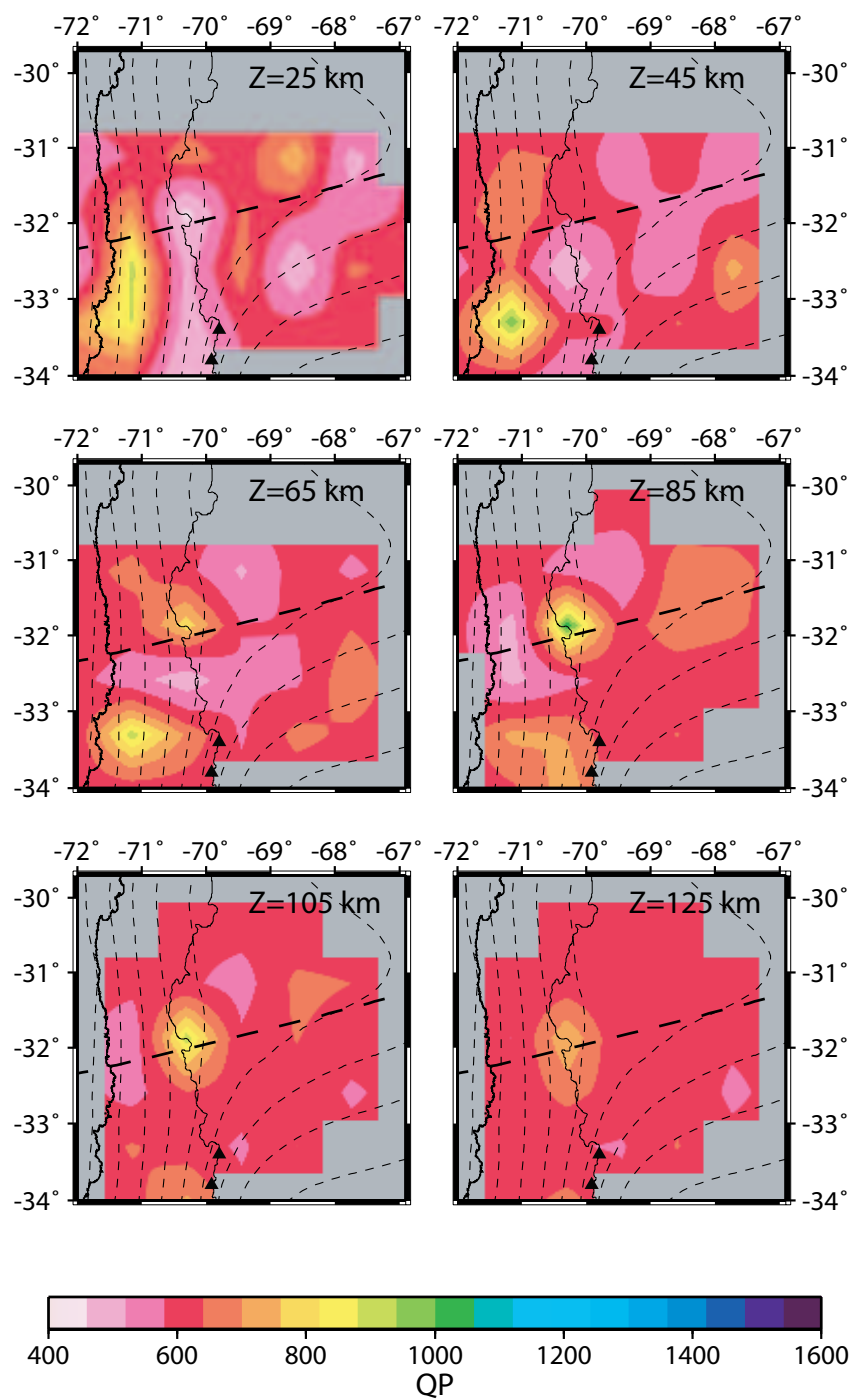


FIG. A.1: *Modèle final d'atténuation des ondes P obtenu par tomographie en utilisant un semi-espace homogène comme modèle initial, $Q_p = 600$.*

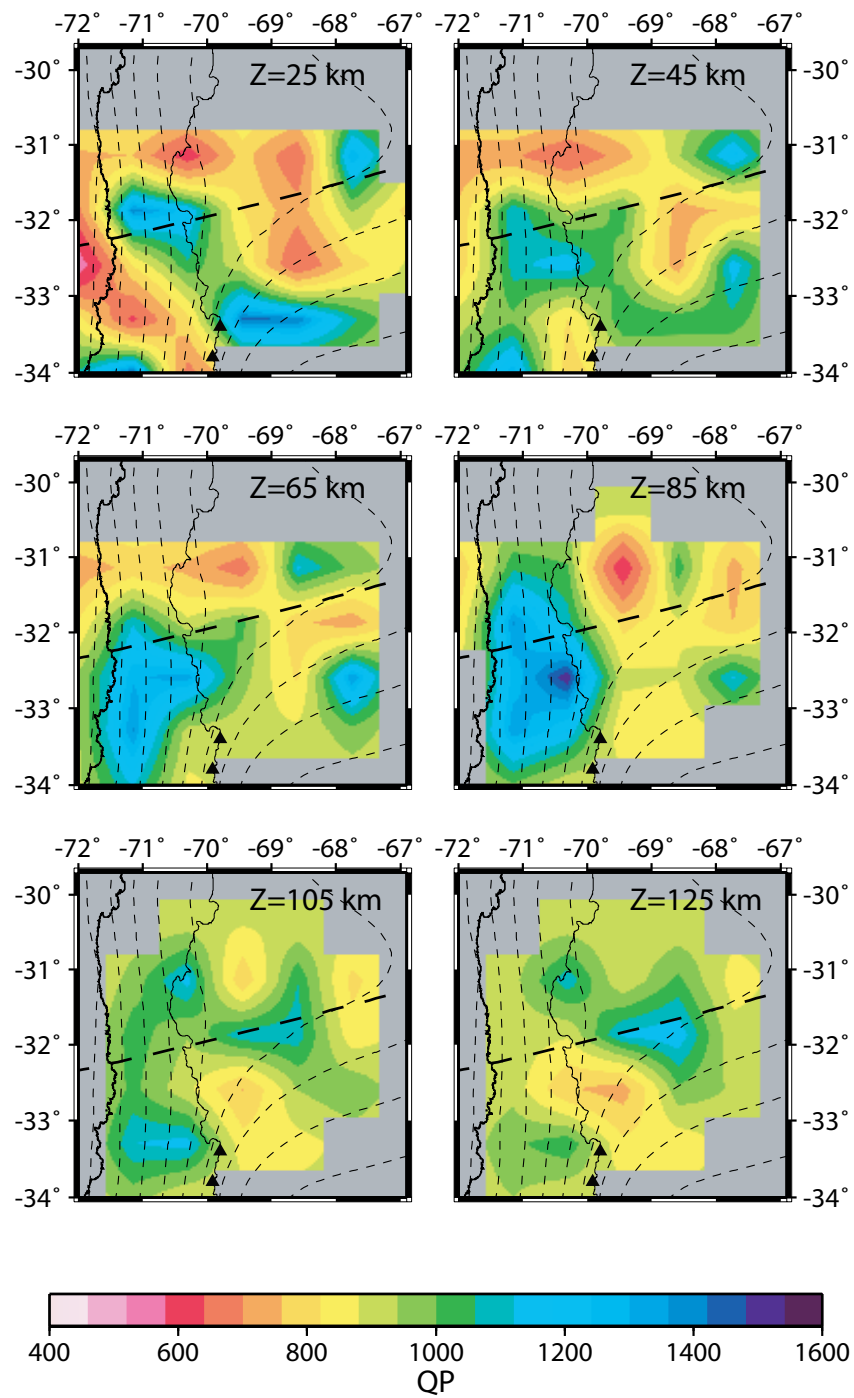


FIG. A.2: *Modèle final d'atténuation des ondes P obtenu par tomographie en utilisant un semi-espace homogène comme modèle initial, $Q_p = 900$.*

Annexe B

Tests des anomalies en atténuation.

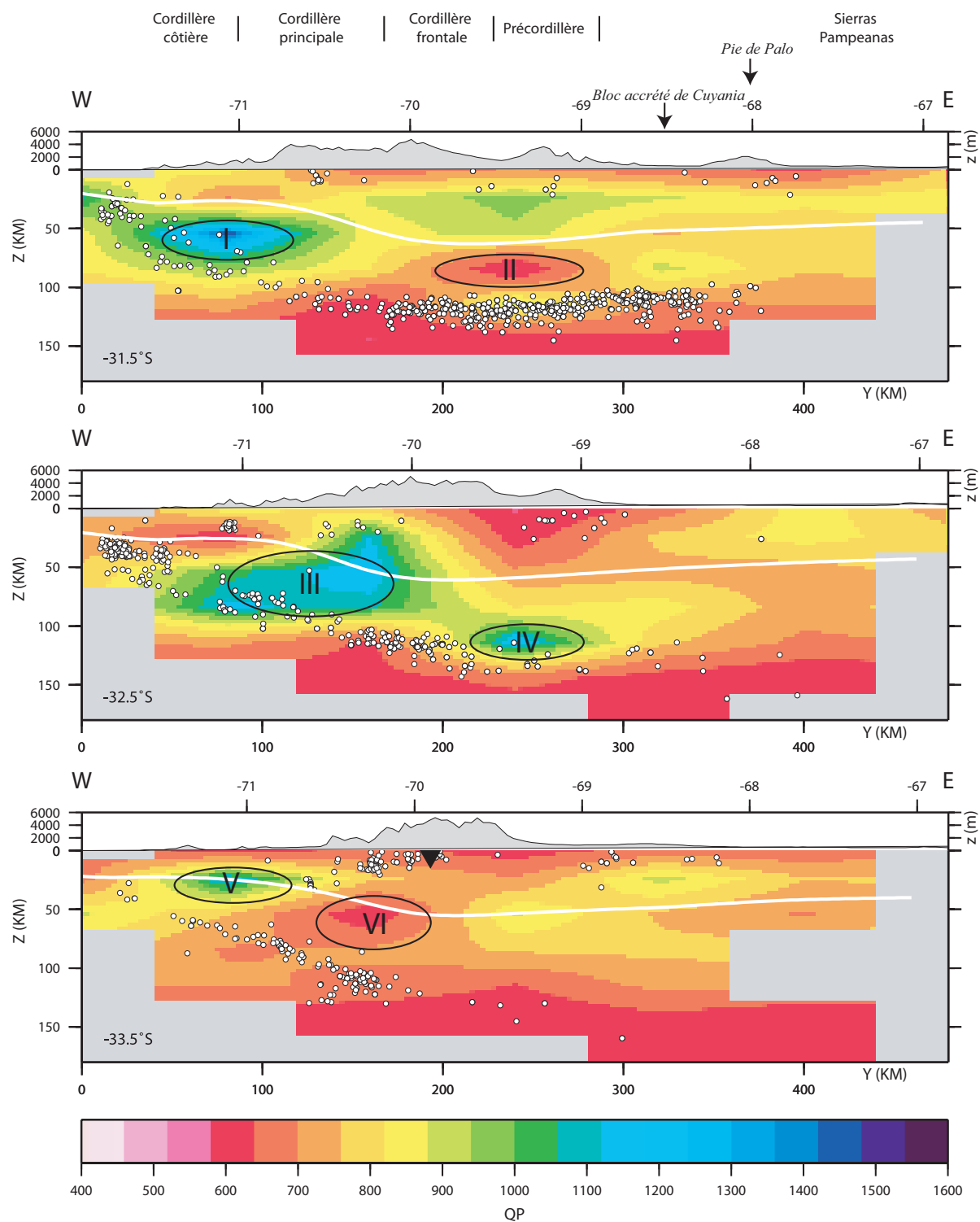
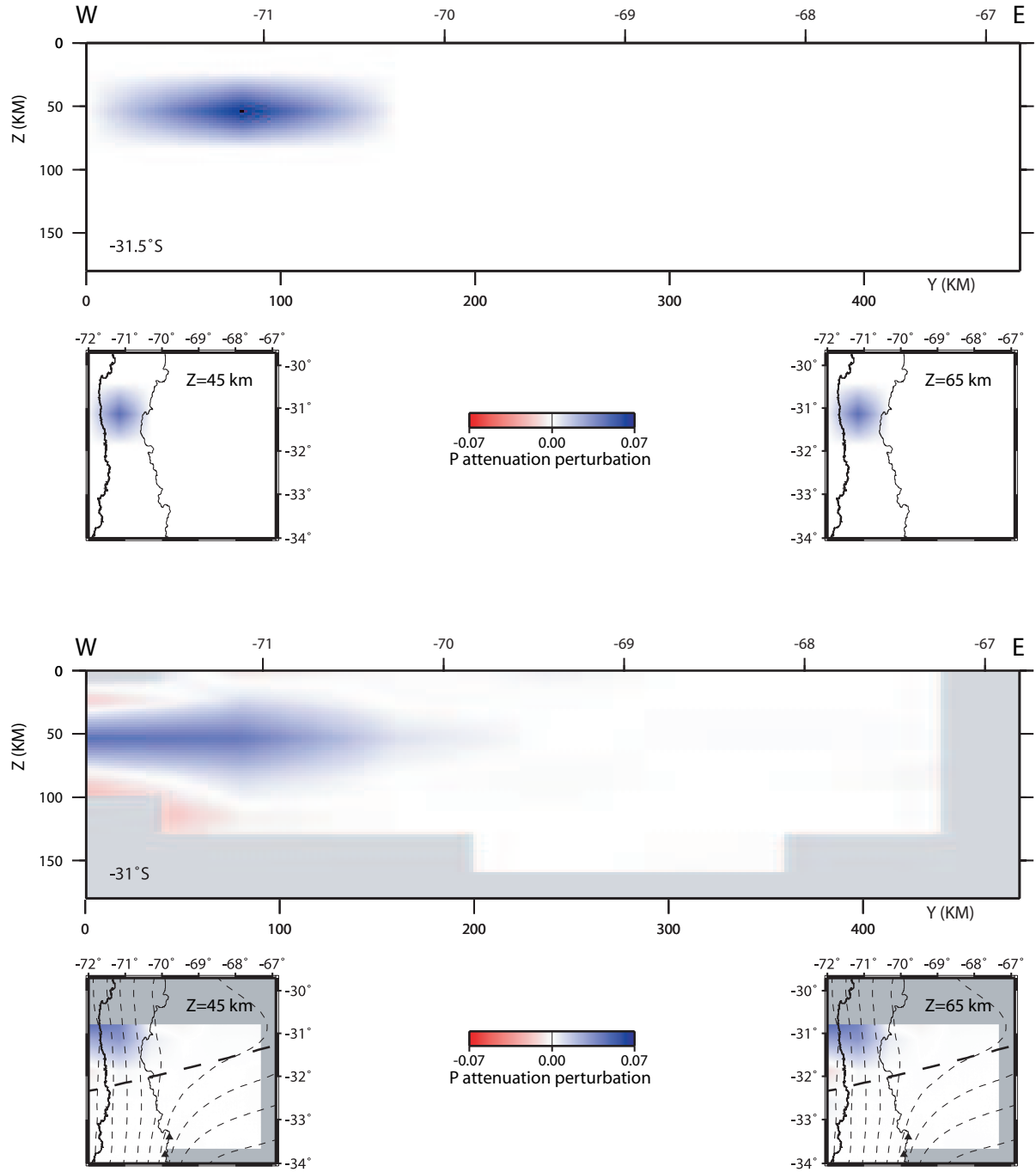
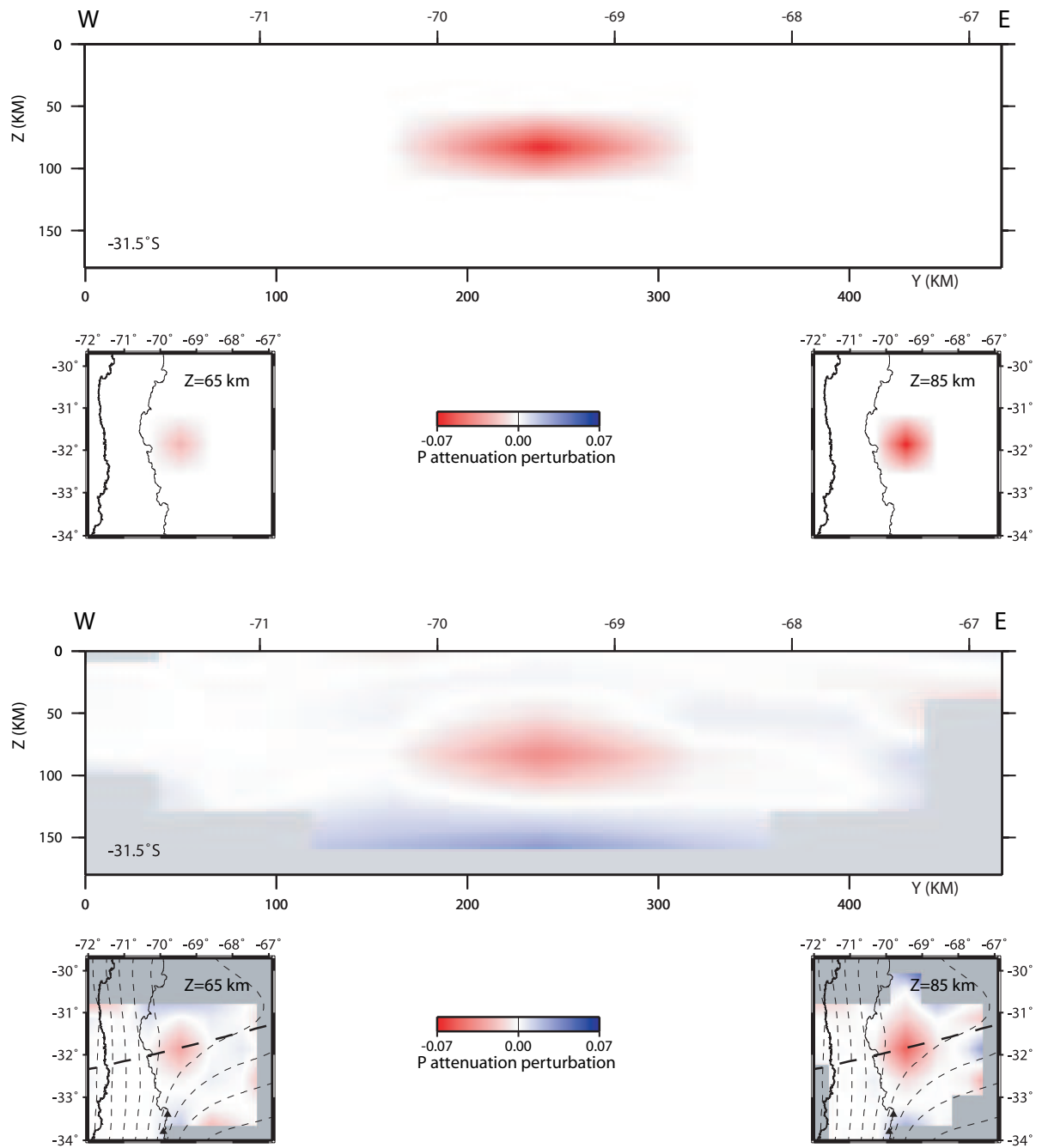
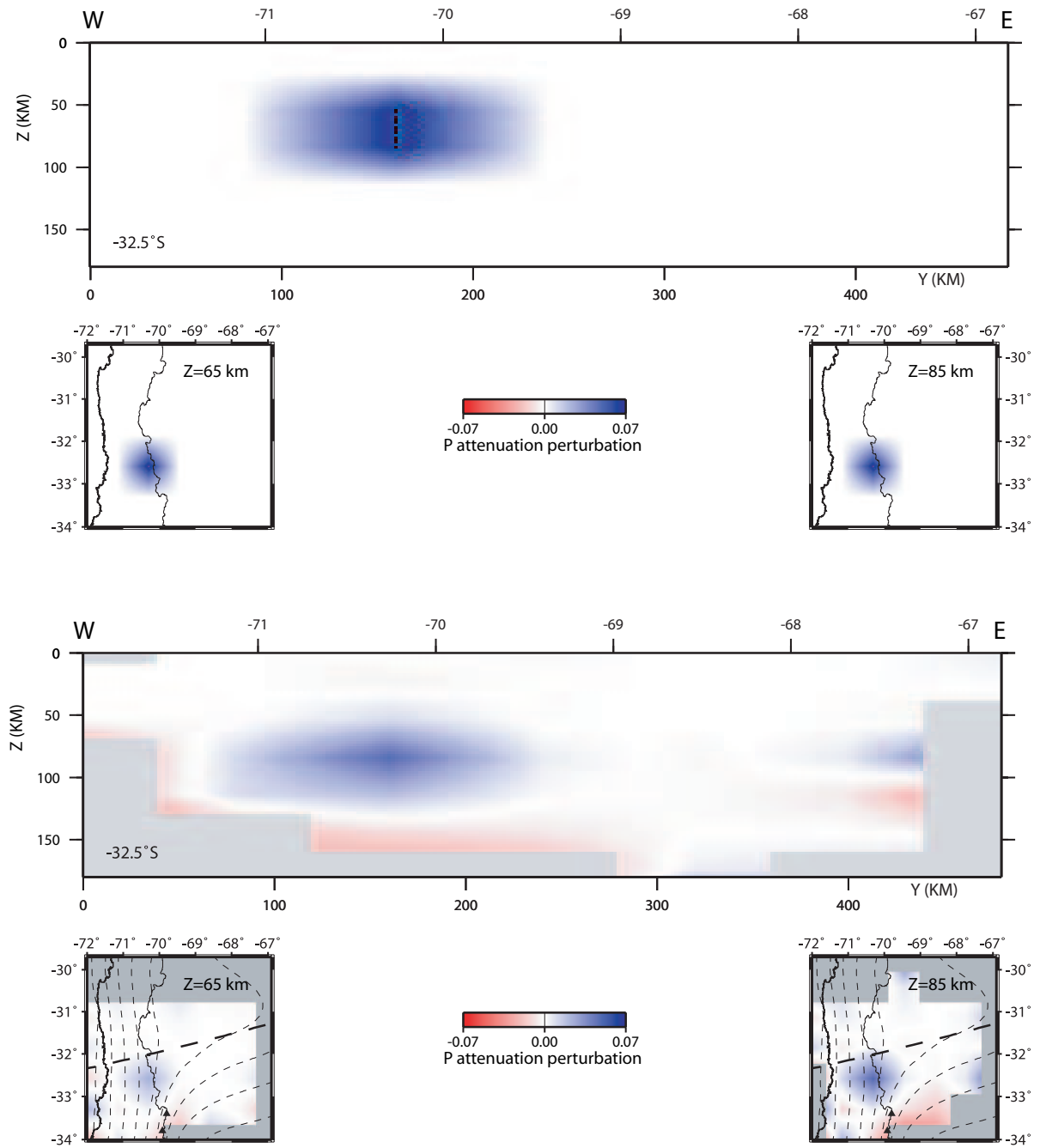
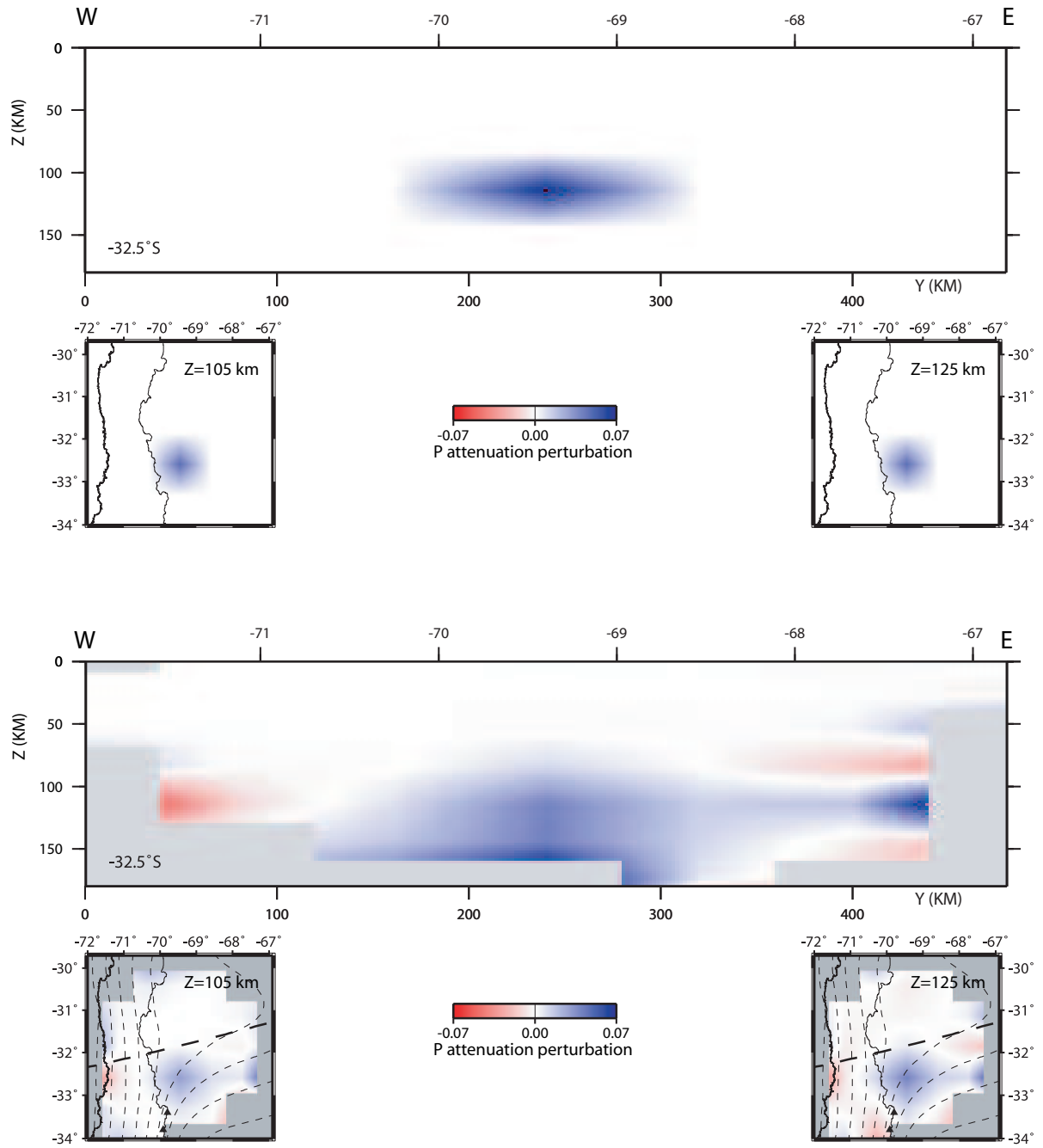


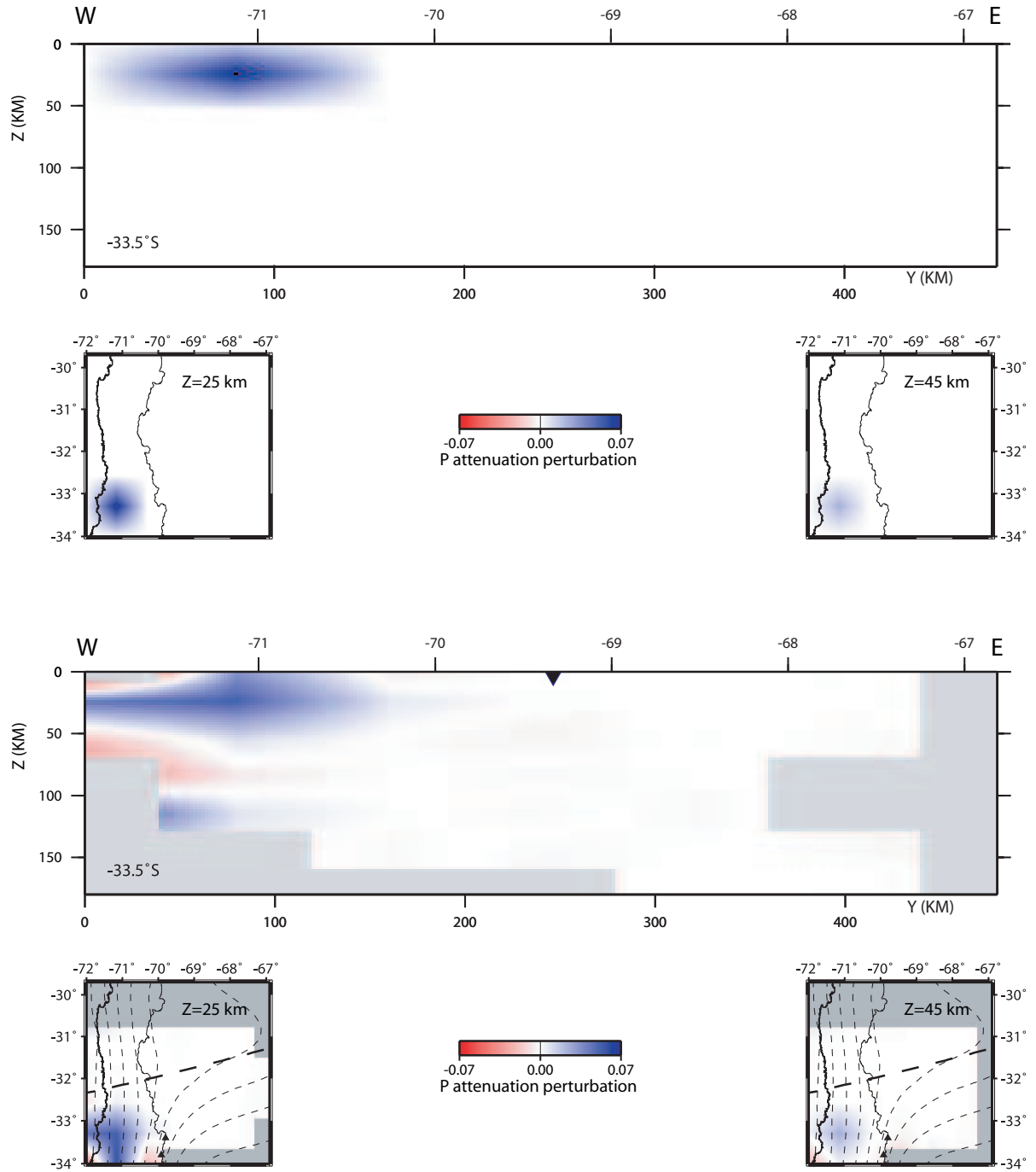
FIG. B.1: Sections Est-Ouest du modèle Q_p et le numéro des anomalies testées.

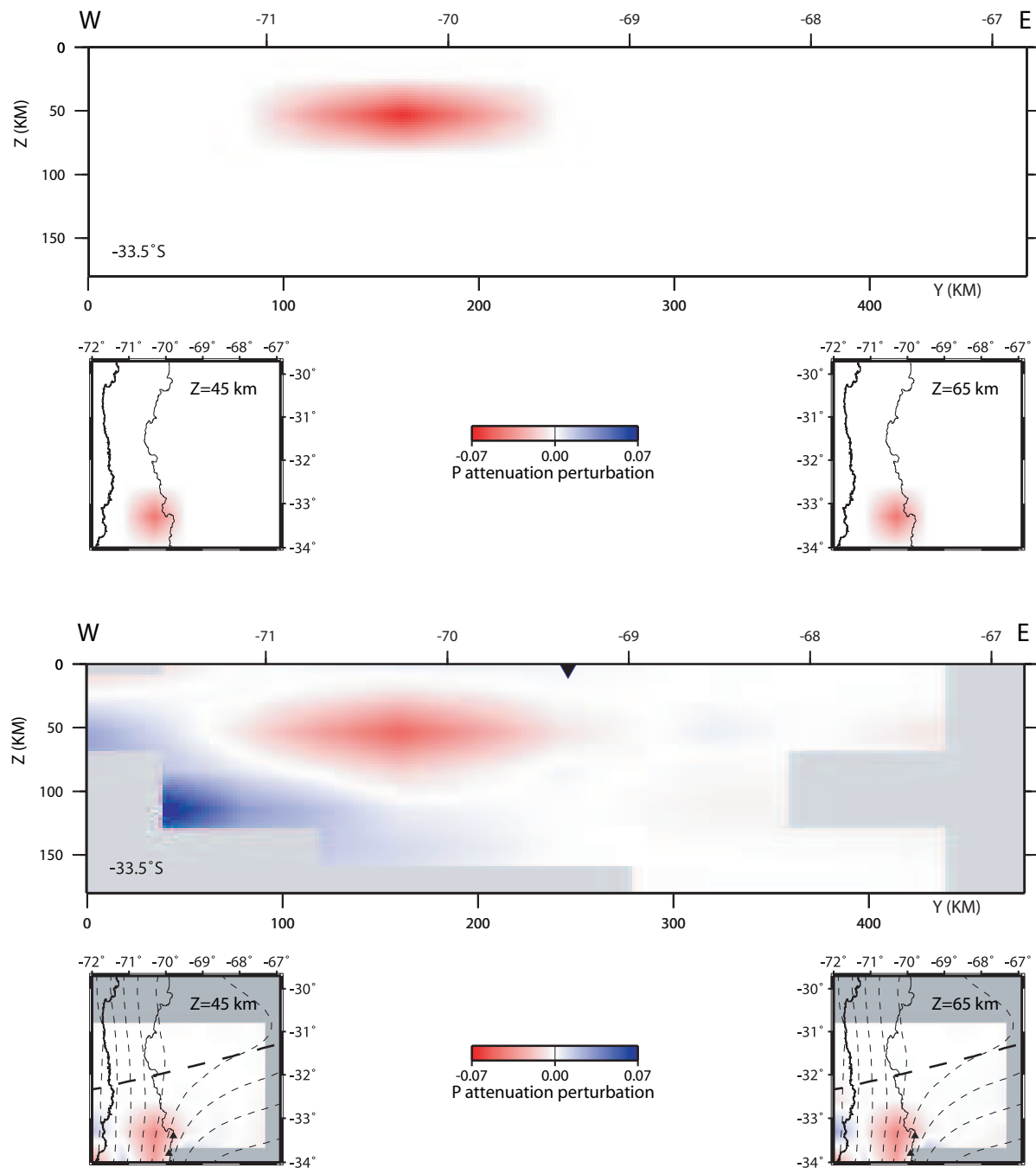
FIG. B.2: *Anomalie I*

FIG. B.3: *Anomalie II*

FIG. B.4: *Anomalie III*

FIG. B.5: *Anomalie IV*

FIG. B.6: *Anomalie V*

FIG. B.7: *Anomalie VI*

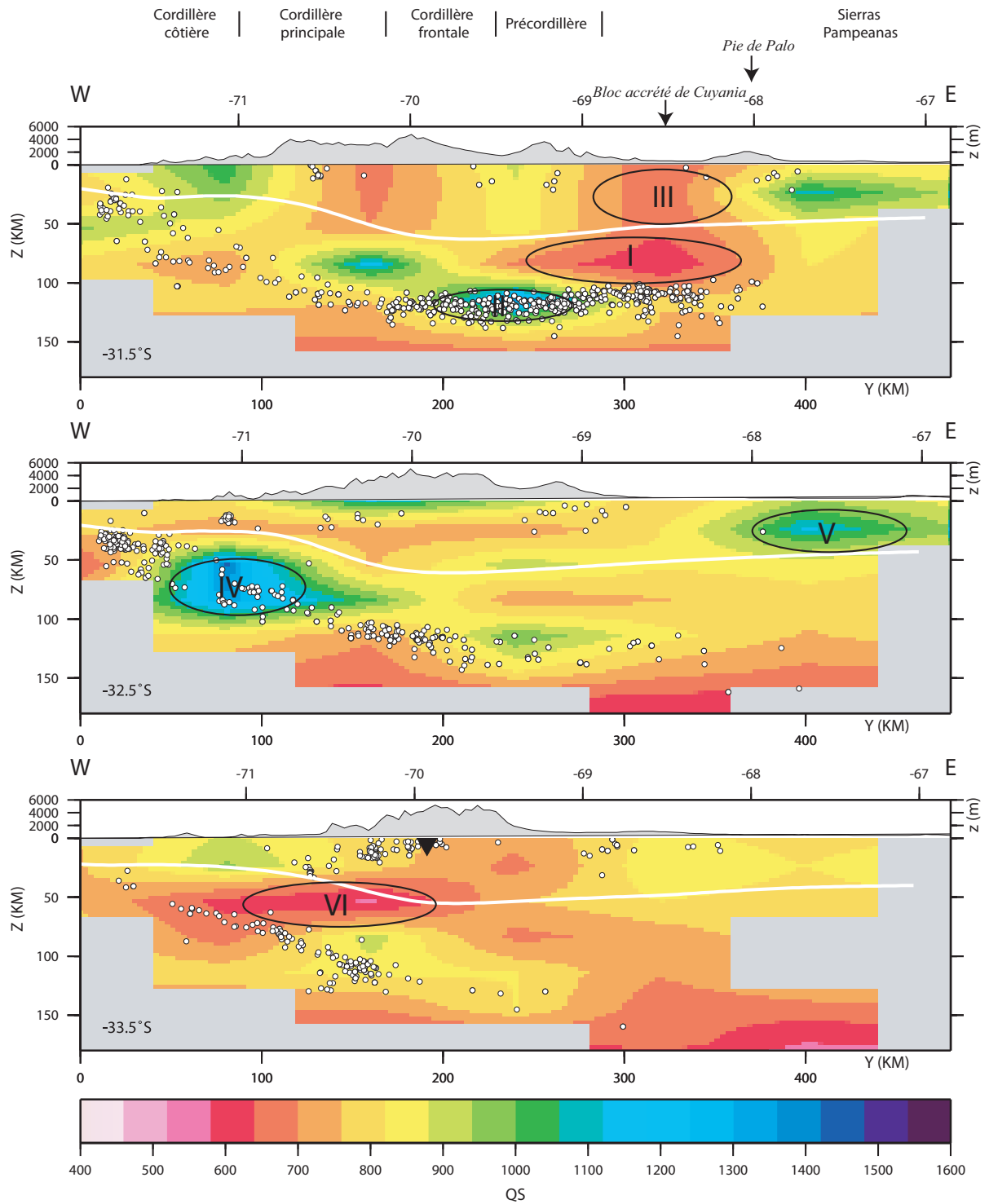
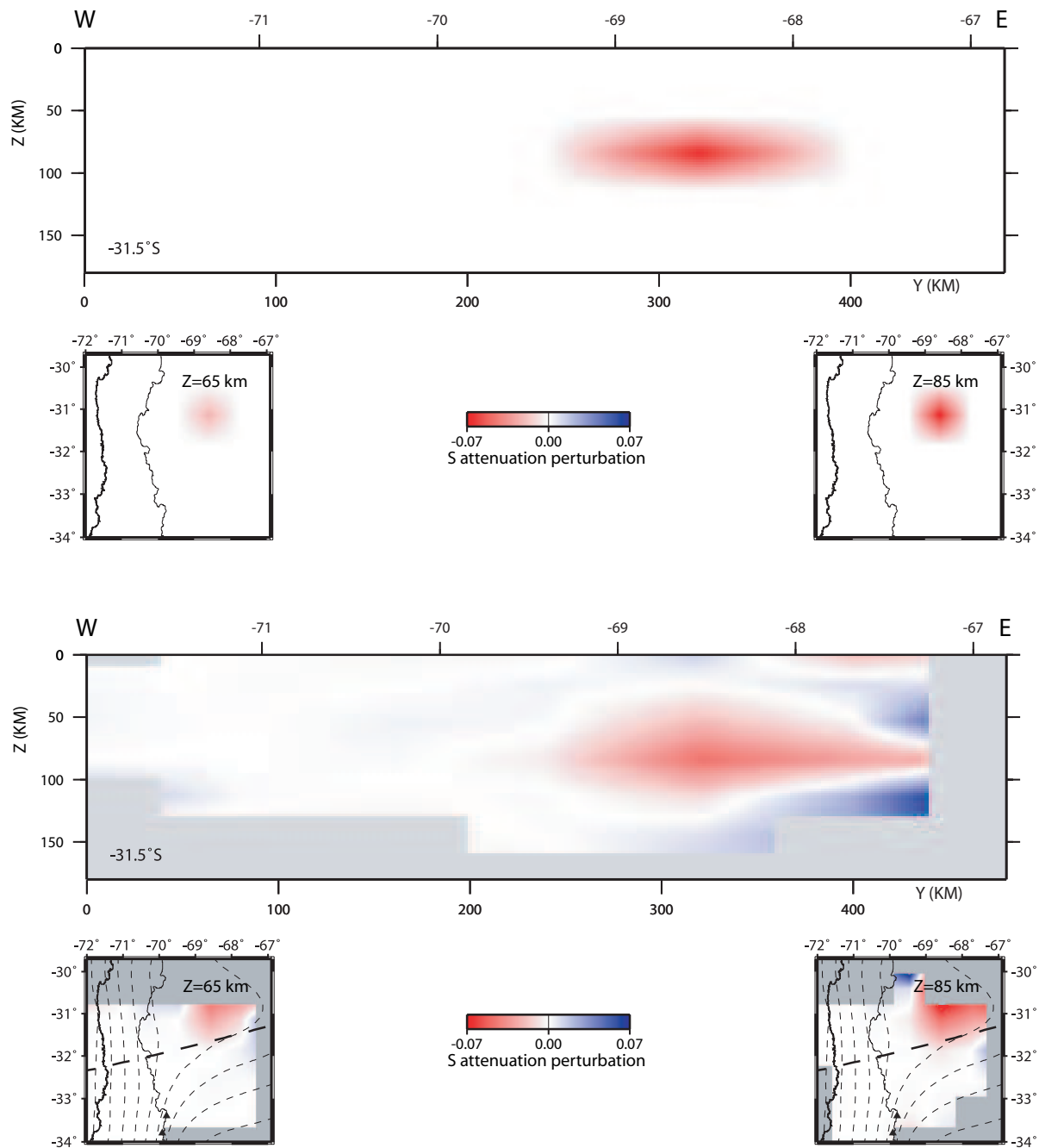
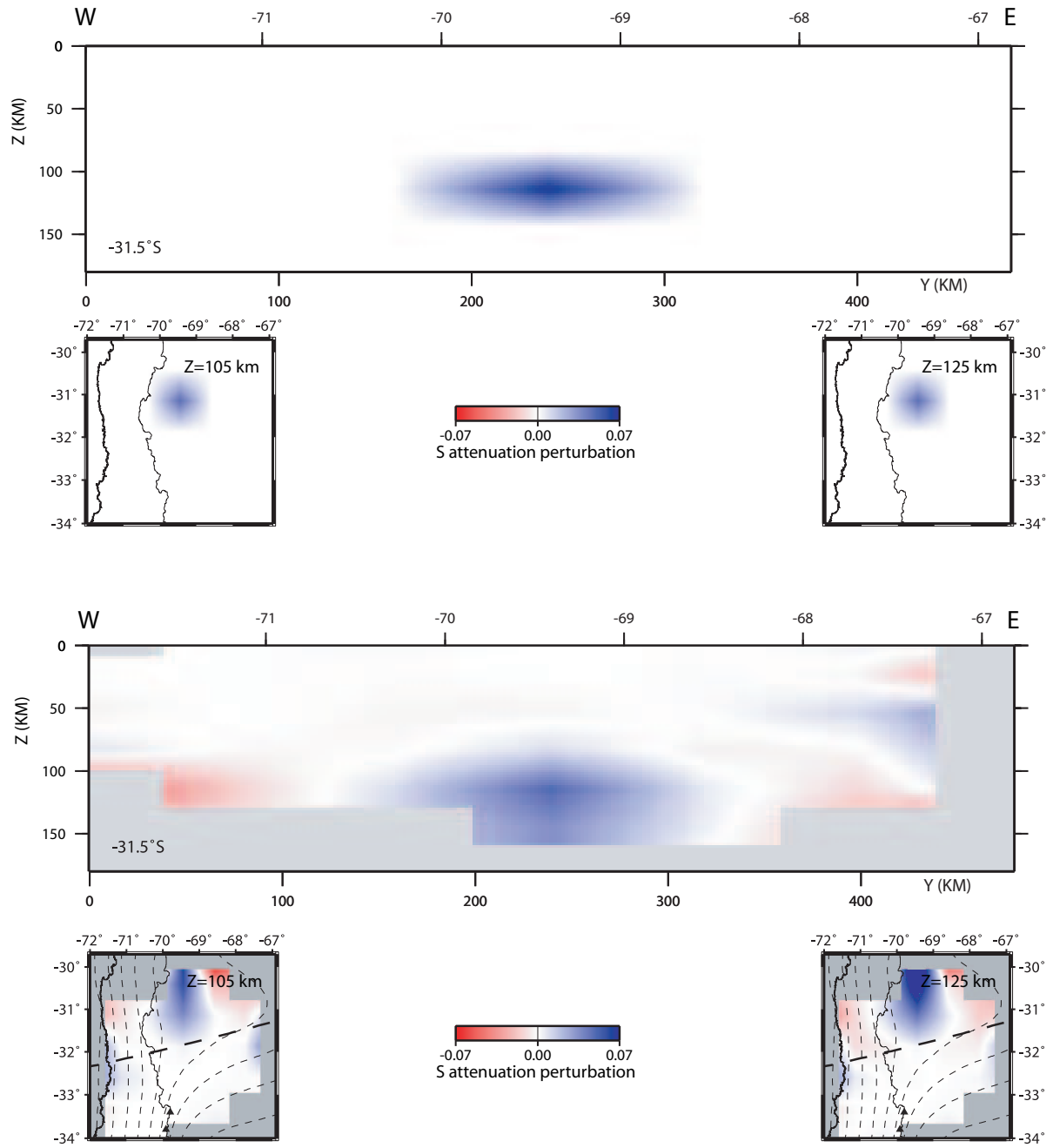
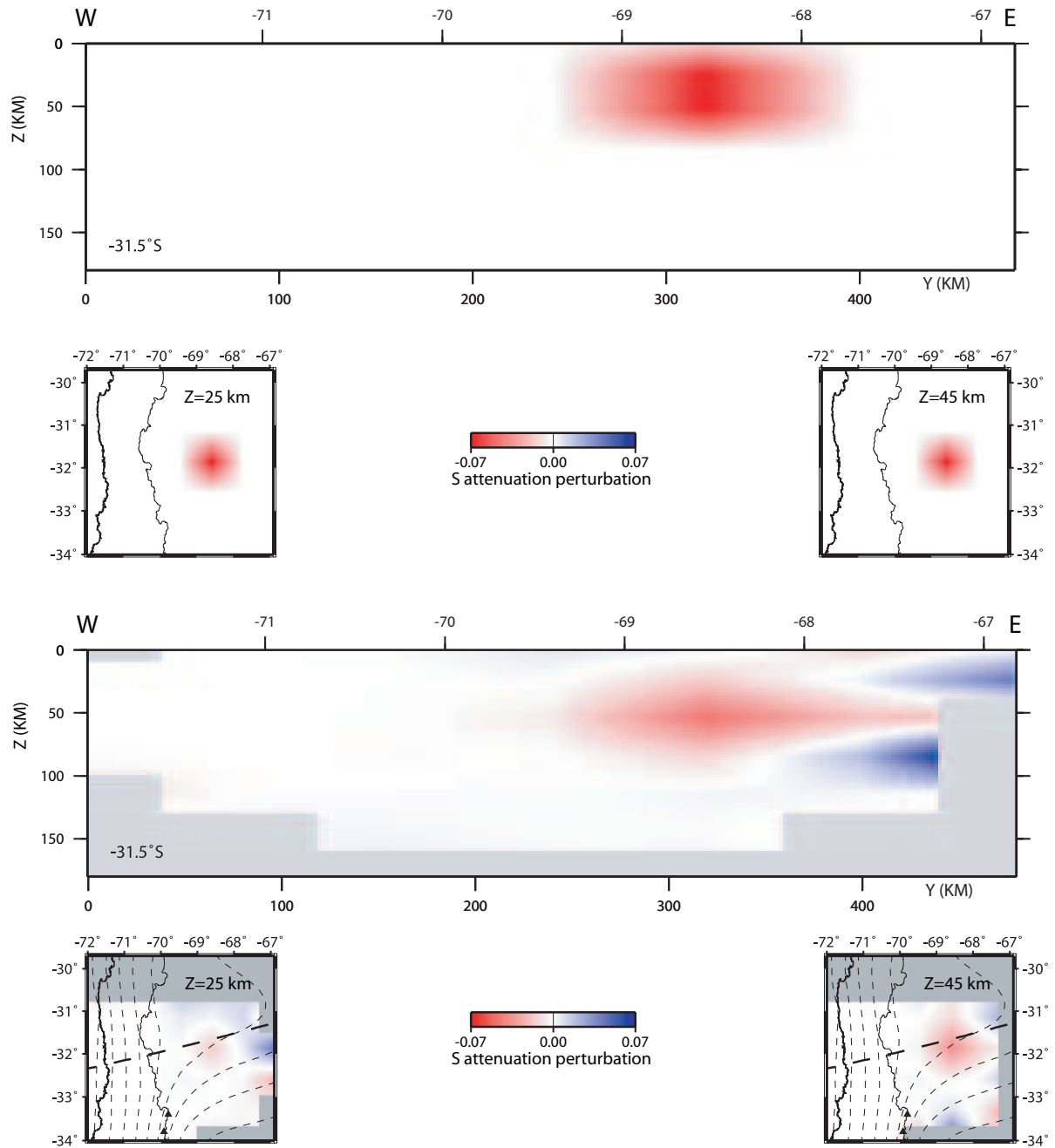
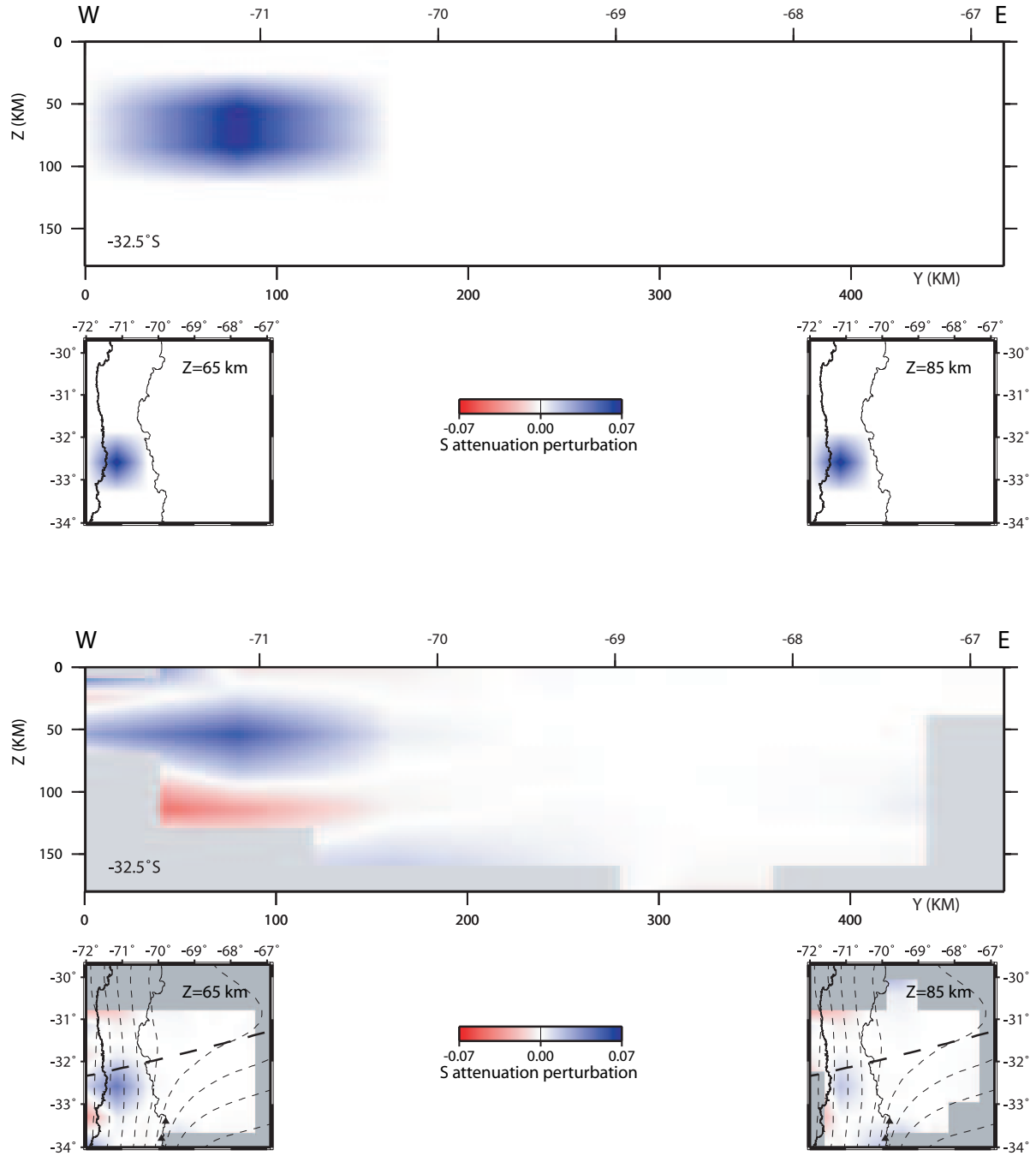


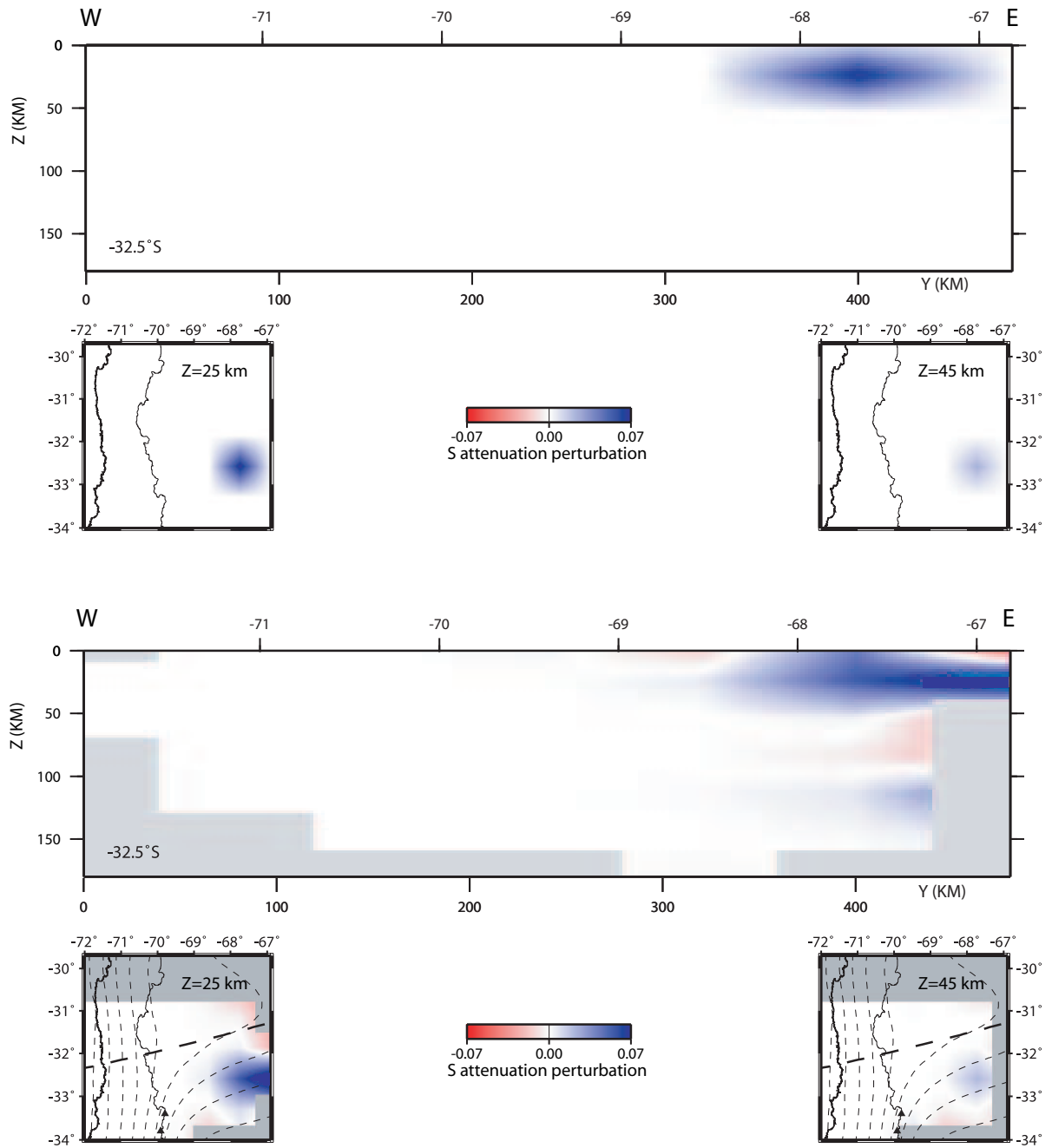
FIG. B.8: Sections Est-Ouest du modèle Q_s et le numéro des anomalies testées.

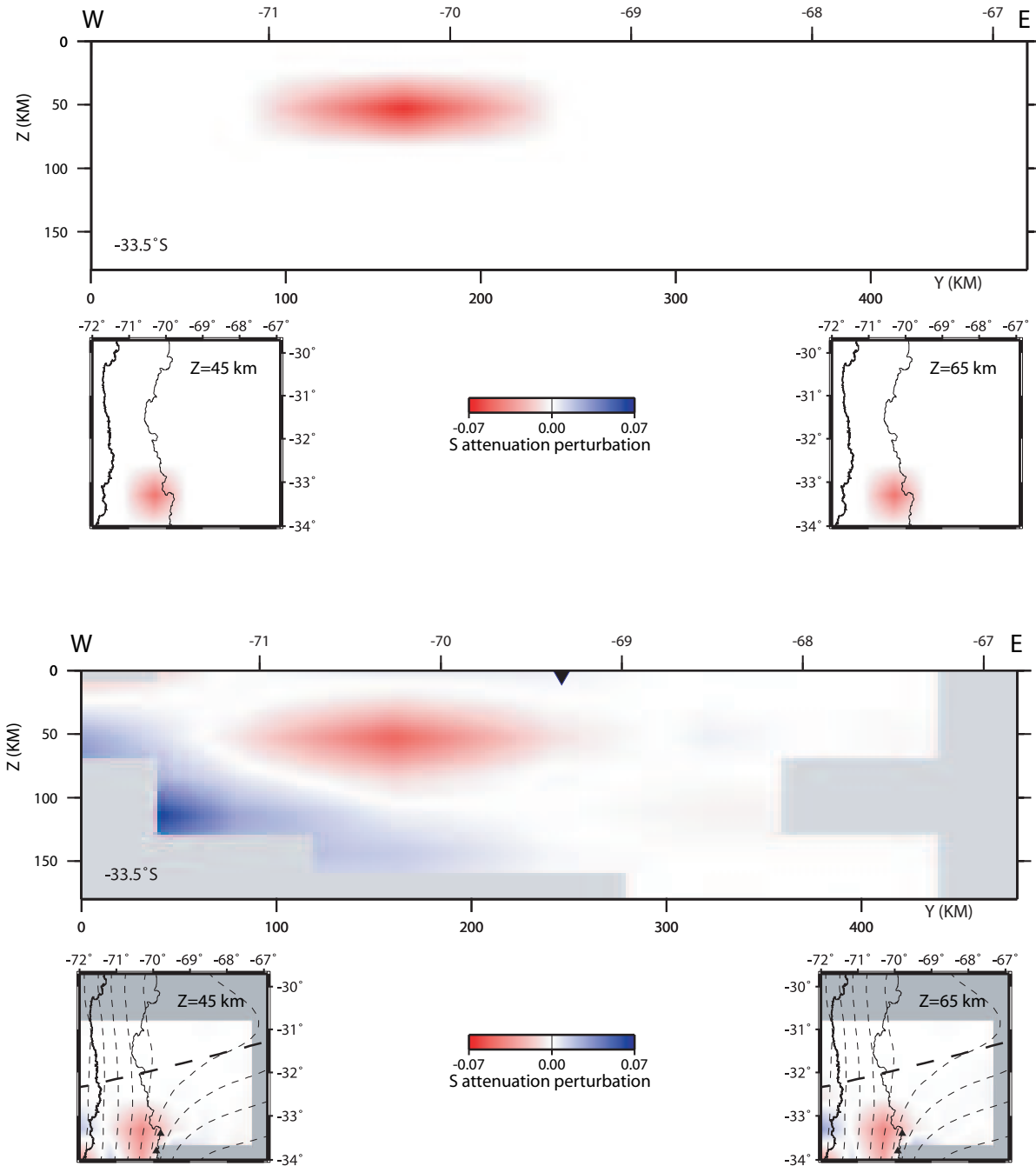
FIG. B.9: *Anomalie I*

FIG. B.10: *Anomalie II*

FIG. B.11: *Anomalie III*

FIG. B.12: *Anomalie IV*

FIG. B.13: *Anomalie V*

FIG. B.14: *Anomalie VI*

Tomographie en vitesse et en atténuation de la zone de subduction au Chili central - ouest de l'Argentine (29°S-34°S) à partir de données sismologiques locales : apport à l'étude de la composition minéralogique.

Résumé :

Dans la région du Chili-central-ouest de l'Argentine (29°S-34°S), la plaque océanique Nazca subducte sous la plaque continentale sud-Américaine. Cette région est une zone de transition entre une subduction plate et une subduction pentue. Au nord de 33°S, où le slab devient plat vers 100 km de profondeur, la ride de Juan Fernandez subducte le long de la plaque océanique Nazca. Alors que dans cette région, le volcanisme quaternaire s'arrête vers 5-7 Ma, au sud de 33°S, où la plaque océanique plonge avec un angle de 30°, la majorité des édifices volcaniques sont actifs. A partir de l'enregistrement de séismes locaux au travers de deux campagnes sismologiques, nous avons réalisé une tomographie des écarts des temps d'arrivée et du paramètre d'atténuation $t^* = t/Q$, afin de déterminer des modèles tridimensionnels d'une part de vitesse et d'autre part d'atténuation des ondes P et S. La plaque subduite, plus froide que le manteau dans lequel elle plonge, est un milieu où les ondes P et S se propagent rapidement et sont faiblement atténuées. L'un des blocs tectoniques constituant la croûte continental (bloc Cuyania) se caractérise par des vitesses rapides des ondes sismiques et une forte atténuation de l'onde S. Sous les édifices volcaniques actifs, la vitesse de ses ondes est plus faible due probablement à la présence de fusion partielle. Les modèles de vitesse des ondes P et S, combinés à un modèle thermique bidimensionnel à 31.5°S déterminé dans cette étude, ont permis d'obtenir un modèle minéralogique de la lithosphère continentale et de la croûte océanique de la plaque Nazca. Cette croûte est composée de Blueschists jusqu'à 80 km de profondeur et d'Eclogite plus profond. De la serpentine est observée dans le coin mantellique considéré comme "froid". Le manteau continental est constitué par un mélange d'Harzburgites et de Lherzolites plus ou moins hydratées. Un faciès éclogite est observé à la base de la croûte continentale. Les modèles d'atténuation ont une résolution spatiale trop faible pour pouvoir améliorer les modèles thermiques et par conséquent les modèles minéralogiques de la zone de subduction plate.

Mots-clés : Subduction plate, Tomographie, Vitesse, Atténuation, Minéralogie, Chili, Argentine.

Abstract :

In the western part of the central Chile-western Argentina, the Nazca plate is subducting under the continental south American plate. Toward the North of 33°S, where the slab become flat at 100km depth, the Juan Fernandez ridge is subducting under the Nazca plate. This region is a transition zone between a flat and a dipped slab. Though the quaternary volcanic activity stop between 5-7 My, toward the South of 33°S where the slab dip is 30° most of the volcanic buildings are still active at that period. Using local earthquakes recorded from seismological campaign, we realized a delay travel time and an attenuation parameter(t^*) tomography in order to determine a 3D velocity model and a 3D model for attenuation. These two Tomographic models have been done for both P and S waves. The subducting plate is colder than the surrounding mantle and represent a medium where P and S waves propagate faster than those in the surrounding mantle. For this reason both P and S waves are weakly attenuated in the slab. One of the continental block (the Cuyania block) is characterized by high velocity of seismic waves and a very weak attenuation. Under active volcanoes, we found a very slow velocity, probably associated to partial melting at this depth. The combination of P and S velocities models with a thermal model calculated in this study at 31.5°S, allow us to inferred a mineralogical model for both the continental lithosphere and the oceanic crust of the Nazca plate. This mineralogical model show a crust composed of Blueschist until 80km depth, it also show that the eclogite are much more deeper. We also observe Serpentine in the mantle wedge, considered as to be cold. The continental mantle is composed by a mix of Harzburgite and Lherzolites which are more or less hydrated. We also observed an eclogitic facies at the base of the continental crust. The spatial resolution of our attenuation models is to weak to improve the resulting thermal model and as a consequence our mineralogical model for the subducting zone.

Key-words : Flat subduction, Tomography, Velocity, Attenuation, Mineralogy, Chile, Argentina.